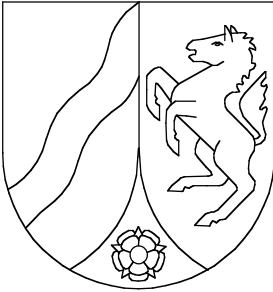


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
4516 Warstein

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein

Von

CLAUS-DIETER CLAUSEN und KLAUS LEUTERITZ

Mit Beiträgen von FRANK-DIETRICH ERKWOH, HEINRICH VON KAMP,
HANS-WOLFGANG REHAGEN, PETER WEBER und MONIKA WOLF



Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1984

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4516 Warstein	155 S.	20 Abb.	14 Tab.	3 Taf.	Krefeld 1984
---	------	-------------------------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1984 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Bearbeiter: Dipl.-Geol. Dr. C.-D. CLAUSEN
Dipl.-Geol. Dr. F.-D. ERKWOH
Dipl.-Geol. Dr. H. VON KAMP
Dipl.-Geol. Dr. K. LEUTERITZ
Dr. H.-W. REHAGEN
Dr. P. WEBER
Dipl.-Geol. Prof. Dr. M. WOLF

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

Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle
Rhein.-Westf. Techn. Hochschule
Lochnerstraße 4 - 20
D-5100 Aachen

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

Druck: Joh. van Acken, Krefeld

Vertrieb: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1
Best.-Nr. 13-4516

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorbemerkungen	11
2. Allgemeine Übersicht	12
2.1 Geographischer Überblick	12
2.1.1. Geländegestaltung und naturräumliche Gliederung	12
2.1.2. Gewässernetz	16
2.1.3. Klima	17
2.2. Geologischer Überblick	18
3. Schichtenfolge	20
3.1. Devon	20
Mitteldevon und Mittel-/Oberdevon-Grenzbereich	20
3.1.1. Massenkalk (dv-aM)	20
3.1.2. Flinz-Schichten (dv-a, fz)	26
Oberdevon	28
3.1.3. Styliolinen-Schichten (daSt)	28
3.1.4. Westfazies	29
3.1.4.1. Schichten der höheren Adorf-Stufe (da,tk)	29
3.1.4.2. Schichten der tieferen Nehden-Stufe (dn,t)	32
3.1.4.3. Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe (dn-w)	33
3.1.5. Ostfazies	35
3.1.5.1. Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (da-w)	35
3.1.6. Südostfazies	38
3.1.6.1. Schlagwasserbreccie (d-c)	39
3.1.7. Südfazies	43
3.1.7.1. Adorf-Schichten (da)	43
3.1.7.2. Nehden-Schichten (dn,t)	44
3.1.7.3. Hemberg-Schichten (dh)	45
3.1.7.4. Dasberg-Schichten (dd)	47
3.1.8. Devon/Karbon-Übergangsschichten (dw-c1)	48
3.2. Karbon	51
Unterkarbon (Dinantium)	51
3.2.1. Liegende Alaunschiefer (c2,tal)	51
3.2.2. Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk (c2,ki)	54
3.2.3. Kieselige Übergangsschichten (c2,ki)	57

	Seite
3.2.4. Kulm-Tonschiefer (c3,t)	59
Oberkarbon (Silesium)	61
3.2.5. Untere Arnsberger Schichten (cnA1)	61
3.2.6. Obere Arnsberger Schichten (cnA2)	63
3.3. Kreide	66
Unterkreide	66
3.3.1. Präalbische (?) Sedimente (nicht gesondert ausgeschieden)	66
3.3.2. Rühener Grünsand (krl)	67
Oberkreide	69
3.3.3. Hangende Mergellage (nicht gesondert ausgeschieden)	69
3.3.4. Cenoman-Pläner (krc)	70
3.4. Tertiär	72
3.5. Quartär	73
3.5.1. Pleistozän	74
3.5.1.1. Oberste Terrassen	74
3.5.1.2. Mittelterrassen (M1, M2)	74
3.5.1.3. Niederterrasse (nicht gesondert ausgeschieden)	75
3.5.1.4. Hang- und Hochflächenlehm („hg)	76
3.5.1.5. Verwitterungsdecke	76
3.5.2. Holozän	76
3.5.2.1. Ablagerungen in den Talsohlen und Talkerben (qh)	76
3.5.2.2. Schwemmkegel	77
3.5.2.3. Niedermoor („Hn) (H.-W. REHAGEN)	77
3.5.2.3.1. Vegetationsgeschichte (H.-W. REHAGEN)	78
3.5.2.4. Künstliche Aufschüttung („y)	83
4. Gebirgsbau	84
4.1. Bauelemente	84
4.1.1. Schichtung und Faltung	84
4.1.2. Schieferung	86
4.1.3. Klüftung	87
4.1.4. Störungen	89
4.2. Baueinheiten	90
4.2.1. Belecker Sattel	90
4.2.2. Möhne-Mulde	92
4.2.3. Warsteiner Sattel	92
4.2.3.1. Nördlicher Sattelrahmen und Faltengebiet zwischen Kalvarienberg und Stötenberg	92
4.2.3.2. Nördlicher Massenkalk-Sattel	92

4.2.3.3. Suttroper Mulde	93
4.2.3.4. Südlicher Massenkalk-Sattel	93
4.2.4. Nuttlarer Hauptmulde	94
4.2.5. Scharfenberger Sattel	94
4.3. Baugeschichte	95
4.4. Inkohlungsverhältnisse (M. WOLF)	95
5. Verkiezelung im Warsteiner Raum	99
6. Erd- und Landschaftsgeschichte	104
6.1. Fazies und Paläogeographie	104
6.2. Landschaftsgeschichte	108
7. Mineralische Rohstoffe	112
7.1. Erze	112
7.1.1. Eisenerze	112
7.1.2. Blei- und Kupfererze	114
7.2. Nutzbare Gesteine und Lockersedimente	114
7.2.1. Kalkstein und Marmor	114
7.2.2. Dünnbankige Kalksteine, Knollenkalksteine, Kalkknollen- tonsteine	115
7.2.3. Verkieselte Gesteine des Mittel- und Oberdevons	117
7.2.4. Kieselschiefer, Lydite, Kieselkalke	117
7.2.5. Grauwacken, Sandsteine und Schluffsteine	117
7.2.6. Grünsandsteine	117
8. Hydrogeologie (H. VON KAMP)	119
8.1. Grundwasserleiter	119
8.1.1. Kluftgrundwasserleiter	119
8.1.1.1. Grundwasser in Kalkgesteinen	119
8.1.1.1.1. Schwinden und Quellen in Kalkgesteinen	120
8.1.1.2. Grundwasser in klastischen Festgesteinen	124
8.1.1.2.1. Quellen im Bereich klastischer Festgesteine	124
8.1.2. Porengrundwasserleiter	125
8.2. Faktoren der Grundwasserneubildung	125
8.2.1. Niederschläge	125
8.2.2. Trockenwetterabfluß	125
8.3. Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung	127
8.3.1. „Fremdwasser“ des Warsteiner Massenkalks	127
8.4. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	131
8.5. Mineralwasser	131

	Seite
8.6. Wassergewinnung und Wasserreserven	132
8.7. Schutz des Grundwassers	132
9. Ingenieurgeologie (P. WEBER)	134
9.1. Festgesteine (Fels)	134
9.1.1. Massenkalk	134
9.1.2. Gesteine des Oberdevons und Karbons	136
9.1.3. Gesteine der Kreide	139
9.2. Lockergesteine	140
9.3. Stauanlagen	141
10. Böden (F.-D. ERKWOH)	143
10.1. Bodengesellschaft des Nordsauerländer Berglandes	143
10.2. Bodengesellschaft des Haarstranges	144
10.3. Bodengesellschaft des Möhnetals	146
11. Verzeichnis der Schriften und Karten	147

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1 Lage des Blattgebietes	12
Abb. 2 Naturräumliche Gliederung	14
Abb. 3 Dünngebankte oberdevonische Knollenkalksteine	36
Abb. 4 Schlagwasserbreccie	39
Abb. 5 Schlagwasserbreccie an der Typuslokalität	41
Abb. 6 Devon/Karbon-Übergangsschichten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer	49
Abb. 7 Nordwest- und Nordwand des östlichen Provinzial- steinbruchs Drewer	55
Abb. 8 Verkieselter Kalkstein mit <i>Goniatites crenistria</i>	58
Abb. 9 Weitgespannter Sattel in gut gebankten Kalkknoten- tonsteinen und Knollenkalksteinen des Oberdevons	84
Abb. 10 Spezialfaltung in den Oberen Arnsberger Schichten	85
Abb. 11 In die Schieferungsfläche eingelenkte und bis auf ca. 25 cm Länge schnurartig ausgezogene Stringo- cephalen (Brachiopoden)	87
Abb. 12 Kluftdiagramme aus Massenkalk-Steinbrüchen	88/89
Abb. 13 Disharmonische Kleinfalte mit nordwestvergenter Achsenfläche in Knollenkalksteinen der Dasberg- und Wocklum-Stufe	91

	Seite
Abb. 14 Inkohlungsverhältnisse im Bereich des Warsteiner Sattels	98
Abb. 15 Gangquarz-Kluftfüllung in einem feinkörnigen, sericitthaltigen Sandstein der Oberen Arnberger Schichten	101
Abb. 16 Faziesbereiche der Warsteiner Carbonatplattform	105
Abb. 17 Fast kreisförmige Doline auf der Massenkalk- Hochfläche	111
Abb. 18 Gewinnungsstellen von Steinen und Erden	116
Abb. 19 Verbreitungsgebiet des Massenkalks und seine hydrogeologischen Einzugsgebiete	121
Abb. 20 Bodenkundliche Übersicht	144/145

Verzeichnis der Tabellen	Seite
Tab. 1 Mittlere Monats- und Jahreswerte der Klimaelemente	17
Tab. 2 Stratigraphische Gliederung des Mittel- und Oberdevons	22/23
Tab. 3 Ostracoden aus den Schichten der höheren Adorf- Stufe und den Schichten der tieferen Nehden-Stufe	30
Tab. 4 Verbreitung und Einstufung einiger ausgewählter Conodontenfaunen der Warsteiner Carbonatplattform	37
Tab. 5 Conodontenzonen in den Flinz-Schichten und der Schlagwasserbreccie	42
Tab. 6 Stratigraphische Gliederung des Karbons	53
Tab. 7 Stratigraphische Gliederung der Kreide	67
Tab. 8 Terrassengliederung	75
Tab. 9 Ergebnisse der Reflexionsmessungen	96
Tab. 10 Alter und Abfolge der Warsteiner Quarzgenerationen	102
Tab. 11 Schwinden im Bereich des Warsteiner Massenkalks	122
Tab. 12 Die wichtigsten Quellen im Warsteiner Massenkalk- Gebiet	123
Tab. 13 Monatliche Niederschlagssummen	126
Tab. 14 Grundwasseranalysen	128 – 130

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

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

1. Vorbemerkungen

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurde das Blatt 4516 Warstein bisher noch nicht bearbeitet. Wohl sind Einzelausschnitte, die vor allem den Warsteiner Sattel betreffen, stratigraphisch sowie faziell analysiert und die Ergebnisse dieser Untersuchungen veröffentlicht worden. Nachdem das Blattgebiet im vorigen Jahrhundert trotz seines Reichtums an Faunen und guten Aufschlüssen nur wenig Beachtung fand (u. a. VONDECHEN 1850, 1855, 1884; DENCKMANN 1894, 1895), legte als erster H. SCHMIDT (1922) im Rahmen seiner von H. STILLE vergebenen Dissertation eine in den Grundzügen noch heute gültige Kartierung des Warsteiner Sattels vor.

Die 1936 im benachbarten Blattgebiet 4515 Hirschberg durch G. RICHTER-BERNBURG begonnene Kartierung konnte 1940 als Manuskriptkarte fertiggestellt werden. Infolge der Kriegswirren unterblieb ein Kartendruck jedoch ebenso wie die Fortsetzung der Kartierung im Blattgebiet Warstein. Die das Blattgebiet betreffenden Ergebnisse fanden nur in einigen Veröffentlichungen ihren Niederschlag.

Eine moderne geologische Bearbeitung erfuhr der Warsteiner Sattel erst 1965 durch S. MUCHOW (Mittelabschnitt) und 1968 durch D. STASCHEN (Nord- und Ostabschnitt). Kleinere Spezialkartierungen schlossen sich 1974 durch W. STRUCKMEIER (Belecker Sattel) und 1976 durch H. UFFENORDE (Südostabschnitt des Warsteiner Sattels) an.

Eine flächenhafte Aufnahme des Blattbereiches im Maßstab 1 : 10 000 wurde vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen schon im Sommer des Jahres 1957 durch H. ARNOLD begonnen, ruhte dann aber wieder. Die damalige Kartierung betraf die gesamte Kreide-Decke, ferner das Paläozoikum nördlich der Glenne. Erst 20 Jahre später, im Frühjahr 1977, wurde die geologische Landesaufnahme im Blattgebiet Warstein fortgesetzt. Sie konnte im Spätherbst 1979 abgeschlossen werden.

Zur Unterstützung der umfangreichen Geländearbeiten wurden zahlreiche Spezialuntersuchungen im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführt. Die Untersuchungsberichte sind im Archiv des Geologischen Landesamtes niedergelegt.

2. Allgemeine Übersicht

2.1. Geographischer Überblick

Das Blattgebiet 4516 Warstein stellt einen Ausschnitt aus dem nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge dar. Es leitet an seinem Nordrand zum Münsterländer Kreide-Becken über. Der zentrale Teil des Blattgebietes wird vom Warsteiner Sattel eingenommen (Abb. 1).

2.1.1. Geländegestaltung und naturräumliche Gliederung

Das Aufnahmegebiet liegt im Übergangsbereich der Westfälischen Tieflandsbucht im Norden zum Bergisch-Sauerländischen Gebirge im Süden. Die Grenze zwischen diesen beiden Landschaftseinheiten verläuft nördlich der Möhne von Belecke über Rüthen zum Ettingerhof am östlichen Blattrand.

Nach BÜRGENER (1963) geben drei naturräumliche Haupteinheiten dem Blattgebiet das Gepräge: die Hellwegbörden, das Nordsauerländer Oberland und die Innersauerländer Senken (Abb. 2).

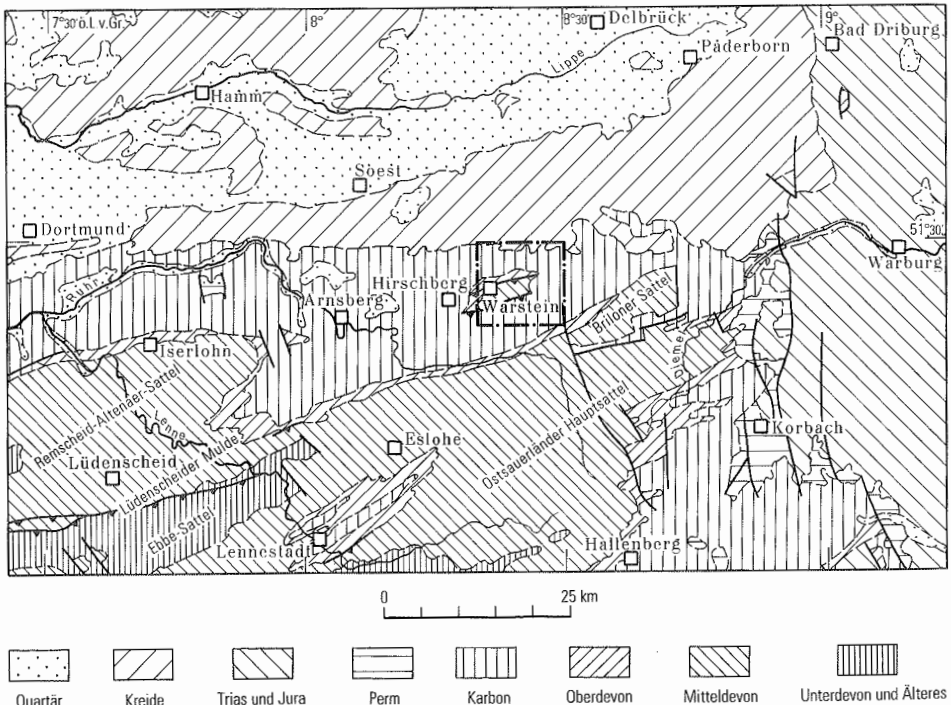


Abb. 1 Lage des Blattgebietes

Die der Westfälischen Tieflandsbucht zugehörigen Hellwegbörden stellen eine unbewaldete, weitgehend ackerbaulich genutzte, ebene bis flachwellige, sanft nach Norden einfallende Schichtstufenlandschaft dar. Der Südrand dieser Landschaft, die West-Ost verlaufende Haarhöhe, welche fast durchgehend mit einer steil abgebochten Stufe gegen die Möhnetalniederung abgesetzt ist, berührt noch das Blattgebiet Warstein. Die Geländehöhe der aus Cenoman-Plänen aufgebauten Kreide-Decke schwankt zwischen 300 und 400 m. Das Geländeniveau des Stufenrandes steigt von Westen bei Belecke (+ 300 m NN) nach Osten (+ 380 m NN) an. Die Randstufe ist durch Täler und Kerben in Sporne zerlappt. Auf einem solchen nach Süden vorspringenden Sporn liegt die Stadt Rüthen. Ein weiterer, breit nach Süden vorgreifender Höhenrücken ist das Steinker Feld mit seinen Eckspornen Hohe Liet und Haarberg.

Den überwiegenden Anteil des Blattgebietes nimmt das Nordsauerländer Oberland ein, welches den Warsteiner und Scharfenberger Sattel sowie die diese Sattelkerne flankierenden unter- und oberkarbonischen Gesteine umfaßt. Es kann als weithin siedlungsarmes Waldland charakterisiert werden, aus dem bei Warstein die Massenkalk-Hochfläche als offene „Kulturlandinsel“ herausragt. Es ist vom Warsteiner Stadtwald im Süden (+ 550 m NN) zu den das Möhnetal begleitenden Randhöhen (+ 280 bis + 300 m NN) im Norden abgedacht. Seine paläozoischen Gesteine tauchen unter die Kreide-Decke der Hellwegbörden ab. Das Nordsauerländer Oberland läßt sich im Blattgebiet orographisch in fünf Unterheiten weiter aufgliedern, in den Oberen Arnsberger Wald, das Warsteiner Hügelland, den Plackwald, den Obermöhne- und Almewald und den Briloner Wald (Abb. 2).

Der Obere Arnsberger Wald umfaßt das Mittelmöhnetal und die südlich vorgelagerten Randhöhen des Heve-Möhne-Waldes.

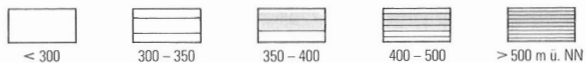
Das Mittelmöhnetal, ein feuchter, mit Wiesen und Weiden bestandener Ost-West gestreckter Talgrund, grenzt den Schiefergebirgsanteil des Blattgebietes gegen die Bödenhochfläche der Haar ab. Seine Talsohle liegt 60–80 m unterhalb der Kreide-Hochfläche. Die Talbreite schwankt zwischen 400 m bei Belecke und 300 m bei Rüthen. Am östlichen Blattrand, südlich des Sennenberges, verengt sich das Tal bis auf wenige Zehner Meter.

Der Heve-Möhne-Wald ist ein hügeliger, bewaldeter Saum des Oberen Arnsberger Waldes südlich der Möhne. Durch Westerbach, Glenne und Biber wird er in mehrere Abschnitte quergeteilt. Seine Höhen bauen sich aus oberdevonischen Kalksteinen, unterkarbonischen Kiesel-schiefern sowie oberkarbonischen Ton- und Sandsteinen auf. Besonders die Kiesel-schiefer bilden dem Streichen angepaßte Kuppen und Geländerücken: Hahnske-kopf (339,8 m), Stillenbergskopf (398,8 m), Hardtberg (ca. 361,2 m), Biesenberg (415,6 m), Kallenhardter Berg (ca. 400 m), aber auch die oberdevonischen Kalksteine ragen örtlich heraus: Kuckucksberg (340,7 m), Eulenspiegel (399,0 m), Kruhberg (400,3 m). Die Kiesel-schieferzüge des Heve-Möhne-Waldes leiten südlich vom Stillenbergskopf und Biesenberg sehr abrupt, sonst eher gleitend und ohne scharfe morphologische Übergänge zu dem unbewaldeten Warsteiner Hügelland über.

Das Warsteiner Hügelland ist deutlich längs- und quergegliedert. Die Quergliederung erfolgt durch die teilweise tiefeingeschnittenen Talungen des Westerbaches, der Ran-ge, Lörmecke und Schlagwasser. Die Längsgliederung verdankt es vier West-Ost streichenden, aus Gesteinen recht unterschiedlicher Beschaffenheit aufgebauten Bereichen. Das nördliche Drittel des Hügellandes wird von einem Streifen oberdevonischer, flinzartiger und bänderiger Tonsteine, Mergelsteine und Kalksteine gebildet. Vielfach verursacht die tiefgründige Ausräumung dieser Gesteine ackerbaulich genutzte Erosionssenken, die kaum



0 4 km



I 1.1	Mittelmöhnetal	} Oberer Arnsberger Wald Warsteiner Hügelland Plackwald Oberrhöne- und Almwald Briloner Wald } Nord-sauerländer Oberland	II 1	Oberruhrgesenke	Innersauerländer Senken
I 1.2	Heve-Möhne-Wald		III 1	Haarhöhe	Hellwegbörden
I 2					
I 3					
I 4					
I 5.1	Almer Quellgrund				

Abb. 2 Naturräumliche Gliederung

eine Höhe von + 350 m NN übersteigen. Daran schließt sich ein aus Massenkalk aufgebauter Höhenrücken an, der von der Alten Warsteiner Stadtkirche bis zur Lörmecke reicht. Darauf folgt eine langgestreckte, aber nur 500 m breite, oberdevonische Tonsteine enthaltende, wannenartige Mulde, die weiter südlich zu einem zweiten breiten Massenkalk-Plateau überleitet. Beide Massenkalk-Areale werden an ihrer Nordfront von schroffen Klippenzügen gesäumt.

Die plateauartige Hochfläche des Massenkalks hat eine durchschnittliche Höhenlage von + 360 bis + 380 m NN, aus der sich mehrfach felsige Buckel und Rücken erheben, welche + 400 m NN überschreiten. Solche Hochgebiete sind: Warte (435,0 m), Hohe Liet (422,7 m), Auf dem Stein (416,2 m), Müschedeberg (400,8 m), Hillenberg (389,9 m) und Platte (ca. 415 m). Die natürlichen Geländevorkommen wurden und werden von der Warsteiner Kalksteinindustrie allerdings bis zur Unkenntlichkeit verändert.

Mit einem überall deutlichen Geländeanstieg grenzt das Warsteiner Hügelland an den Plackwald.

Der Plackwald wird ausschließlich von oberkarbonischen Ton-, Schluff- und Sandsteinen aufgebaut. Die am südlichen Blattgebietsrand gelegenen Kuppen steigen bis auf + 550 m NN an und bilden die höchsten Erhebungen des Blattgebietes. Von der Höhe (550,5 m) reicht über Nuttlarer Höhe (542,2 m), Himbeerenbusch (+ 534,0 m) bis zum Großen Storchschnabel (516,7 m) ein 8 km langer, + 500 m NN fast immer überschreitender Höhenrücken, der nach Norden hin bis auf + 400 m NN zum Warsteiner Hügelland abdacht. Zahlreiche nordwärts zum Warsteiner Hügelland abfließende Bäche zerlegen den Plackwald in Riedel, Kuppen und Rücken.

Nach Nordosten geht der Plackwald in den Obermöhne- und Almewald über, der ebenfalls von einer Höhe von fast + 500 m NN auf + 400 m NN zum Warsteiner Hügelland und Heve-Möhne-Wald abdacht. Auch er ist vorwiegend aus oberkarbonischen Gesteinen aufgebaut, denen sich entlang des Scharfenberger Sattels und am Kalvarienberg auch noch Sedimente mittel- bis oberdevonischen und unterkarbonischen Alters zugesellen. Im Unterschied zum Plackwald ist er jedoch weniger im Streichen des Gebirges zertalt, sondern durch mehrere nach Nordwesten gerichtete Täler wie Glenne, Biber und Möhne gegliedert.

Dadurch ergeben sich drei quer zum Schichtenstreichen verlaufende, durch meist + 400 m NN übersteigende Kuppen ausgezeichnete Höhenzüge:

- Kleiner Äsberg (475,2 m), Großer Äsberg (467,4 m), Brilonscher Kopf (ca. 420 m), Sutlindenkopf (401,8 m);
- Hohe Wart (419,1 m), Hasenkirchhof (410,1 m), Öhningsberg (425,1 m), Kalvarienberg (428,0 m);
- Drei-Rehagen-Köpfe (ca. 420 m), Hamböer (410,8 m), Besenliet (400,9 m)

Südlich des Obermöhne- und Almewaldes schließt sich der dem Briloner Wald zugehörige Almer Quellgrund an, welcher als schmale, kaum kilometerbreite Ausräumungssenke von Niederalme (TK 25: 4517 Alme) bis Esshoff (TK 25: 4516 Warstein) im Gebirgsstreichen verläuft. Im Blattgebiet Warstein ist die Senke allerdings weniger augenfällig. Hier wurden vorwiegend oberdevonische Tonsteine erodiert.

Nur ein schmaler Geländestreifen im südöstlichen Blattabschnitt bei Esshoff gehört den Innersauerländer Senken mit der Untereinheit Oberruhrgesenke an. Das Oberruhrgesenke, ein steilhängiges formenreiches Ausräumungsbergland, fällt von der Plackwaldhöhe (+ 500 bis + 550 m NN) zum Ruhrtal (+ 250 bis + 350 m NN) im Blattgebiet 4616 Olsberg hin ab.

2.1.2. Gewässernetz

Der Hauptvorfluter ist die Möhne, welche in einer Höhe von ca. +315 m NN in das Blattgebiet eintritt und es nach einem über 12 km langen Lauf parallel der Bundesstraße 516 nördlich Belecka bei ca. + 253 m NN wieder verläßt. Im Blattgebiet hat sie ein Gefälle von 5 ‰.

Bis auf wenige Ausnahmen am südlichen Blattrand, wo sich von der Nuttlarer Höhe bis Eshoff der Plackweg als Hauptwasserscheide zwischen Möhne und Ruhr erstreckt, fließen alle Wasserläufe der Möhne zu. Zu den im Blattgebiet Warstein gelegenen und der Ruhr tributären Läufen südlich des Plackweges zählen sechs Bäche.

Das Einzugsgebiet der Möhne ist durch eine auffallende Asymmetrie gekennzeichnet. Das linksseitige Einzugsgebiet ist sehr groß. Lange, der allgemeinen Abdachung des Gebirges folgende Bäche fließen in nördlicher bis nordwestlicher Richtung zur Möhne hin ab.

Besonders der Plackwald sowie der Obermöhne- und Almewald sind von einem dichten Netz von Wasserläufen durchzogen. Als wichtigste Entwässerungssysteme dieser Abdachungsflüsse sind zu nennen:

- Westerbach (hervorgegangen aus der Vereinigung von Wideybach und Langer Bach) mit den Nebenläufen Range, Schorenbach, Dorpke und Stockmecke; Langer Bach und Westerbach haben ein Gefälle von 21,8 ‰
- Glenne mit den Nebenläufen Schlagwasser und Lörmecke; das Gefälle der Glenne beträgt 11,7 ‰
- Biber mit den Nebenläufen Bärensiepen, Stallsiepen, Öhningsiepen, Blumecke und Kruhbergssiepen

Die Lörmecke (Gefälle 19,4 ‰) durchbricht die Firstlinie der Plackweghöhe mit einem 80–100 m tiefer eingesenkten Kerbtal. Sie wird durch zahlreiche kleine, von den begleitenden Randhöhen zufließende Bäche gespeist. Die Schlagwasser entspringt im Almer Quellgrund. Sie fließt dann im Übergangsbereich von Plackwald zu Obermöhne- und Almewald in nordwestlicher Richtung ab. Da ihre Hauptzuflüsse nur von den Plackweghöhen stammen (z. B. Langenbergsiepen, Faule Siepen, Lange Siepen), ist ihr Einzugsgebiet ausgesprochen linksseitig orientiert.

Plackwald sowie Obermöhne- und Almewald sind stark zertalt. In zahlreichen, an den höheren Bergflanken gelegenen, mit Gesteinsschutt und Lehm ausgefüllten Hangmulden entspringen aus den Arnsberger Schichten viele Quellen. Sie sammeln sich zu Rinnsalen und fließen in siepenartigen Schluchten und Kerbtälern größeren Bächen zu. Der Verlauf dieser Bäche ist ganz unterschiedlich. Er ist meist quer bis spitzwinklig zum Schichtenstreichen angelegt, kann diesem aber auch folgen. Das Entwässerungsnetz im Arnsberger Wald ist dendritisch mit Betonung der Südwest–Nordost-Richtung. Vom regenreichen Plackwald aus werden die Niederschläge auf Ton-, Schluff- und Sandsteinen der Arnsberger Schichten schnell und in reichlichem Maße nach Norden zum Warsteiner Hügelland abgeleitet. Eine bedeutsame Menge ankommenden Wassers versickert teilweise oder ganz in den Klüften, Spalten und Höhlen des verkarsteten Massenkalks. Westerbach und Lörmecke büßen zunächst einen Teil ihrer Wasserführung ein, erfahren jedoch in ihren Unterläufen durch unterirdische Zuflüsse aus dem Massenkalk erneute Zuströme (KOCH & MICHEL & SCHRÖTER 1974: 205). Wäsche- und Enkebach versinken gänzlich in Ponoren und treten teilweise als Rangequelle wieder zutage. Wo der Massenkalk durchflossen wird (Westerbach, Lör-

mecke), sind die Hänge steilwandig, treten enger aufeinander zu und werden von schroffen Klippen gesäumt.

Das rechtsseitige Einzugsgebiet der Möhne ist sehr schmal. Die Bäche, welche vom Südabhang der Haar aus südwärts zum Möhnetal abfließen, überwinden zwischen Quelle und Einmündung in die Möhne beträchtliche Niveauunterschiede auf kurzem Raum. Sie werden als „Stirnhangbäche“ bezeichnet und sind durch verhältnismäßig kurzen Lauf, großes Gefälle, tiefes Einschneiden in den Untergrund und durch rückschreitende Erosion entstandene Kerbtäler gekennzeichnet. In der Regel ist am Talgrund und an den Talflanken der unter der Kreide-Decke verborgene paläozoische Untergrund freigelegt. Ein großer Teil der Quellen entspringt an der Basis des Rühener Grünsandes über dem Basalkonglomerat und dem Paläozoikum. Zu den Stirnhangbächen gehören im Blattgebiet Warstein: Große Dümecke, Bachläufe im Fuchsloch und Hittendahl, Küttelbecke, Mildebach, Rißeibach, Große Siemecke, Aalbecke und Eremitensiepen.

2.1.3. Klima

Das Blattgebiet 4516 Warstein gehört dem nordwestdeutschen Klimabereich an. Seine klimatischen Hauptkennzeichen sind: relativ niedrige Temperaturen, große Frostgefahr, geringe Temperatur-Jahresschwankungen, kurze Vegetationsperiode, vorherrschende West- und Südwestwinde mit maritimen Luftmassen, hohe Niederschlagsmengen und große Luftfeuchtigkeit. Es handelt sich also um ein ozeanisches Klima, das sich durch relativ milde regenreiche Winter und gemäßigte feuchte, nur selten trockene, heiße Sommer auszeichnet. Trockene kontinentale Luftmassen aus dem Osten werden nur für kurze Zeit bedeutsam.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte		Beobachtungs- zeitraum
	Haarhöhe	südliches Mittelgebirge	
mittlere wirkliche Lufttemperatur im Januar (°C)	0 — 1	– 2 — 0	1881 — 1930
mittlere wirkliche Lufttemperatur im Juli (°C)	15 — 17	14 — 16	1881 — 1930
mittlere wirkliche Lufttemperatur pro Jahr (°C)	7 — 9	6 — 8	1881 — 1930
mittlere Anzahl der Eistage pro Jahr (Höchstwert unter 0°C)	15 — 20	20 — 30	1881 — 1930
mittlere Anzahl der Frosttage pro Jahr (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0°C)	80 — 100	90 — 120	1881 — 1930
mittlere Niederschlagshöhe pro Jahr (mm)	800 — 900	900 — 1000	1891 — 1930
mittlerer Anteil der Schneemenge am Gesamtniederschlag (%)	10 — 15	15 — 20	1931 — 1940
mittlere Anzahl der Schneefalltage im Jahr (mindestens 0,1 mm)	20 — 30	30 — 50	1911 — 1940
mittlere Anzahl der Sommertage im Jahr (Höchstwert der Temperatur mindestens 25°C)	20 — 30	10 — 20	1881 — 1930

Das Blattgebiet liegt in klimatischer Hinsicht im Übergangsbereich der mäßig feuchten Hellwegbörden zum niederschlagsreichen Nordsauerländer Oberland. Die mittleren Jahreswerte der Klimaelemente werden deshalb in Tabelle 1 getrennt nach Haarrhöhe und südlichem Mittelgebirgsland aufgeführt. Auch innerhalb des Mittelgebirges treten, bedingt durch die großen Höhendifferenzen, viele klimatische Unterschiede auf. Die räumliche Verteilung der langjährigen mittleren Niederschläge zeigt nach SCHNELL (1955) eine Zunahme von Norden nach Süden. Die Stationen Belecke, Rüthen und Warstein weisen Niederschlagswerte von 892, 908 und 966 mm/Jahr auf.

Den Klimadaten der Tabelle 1 liegen Angaben von SCHNELL (1955) und aus dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960) zugrunde.

2.2. Geologischer Überblick

Das Blattgebiet 4516 Warstein umfaßt einen Ausschnitt aus dem nordöstlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge. Hier wurden während der Devon- und Karbon-Zeit im rheinischen Meerestrog der variscischen Geosynklinale mehrere tausend Meter an klastischen, chemischen und vulkanischen Sedimenten abgelagert.

Die älteste Schichteneinheit des Blattgebietes, der Massenkalk, entstand auf der Schelfregion des sich nordwärts anschließenden Old-Red-Kontinentes. Hochlagen auf dem paläomorphologisch differenzierten Schelf waren im oberen Mitteldevon der Siedlungsort von biohermalen (Belecker Riff, Scharfenberger Riff) und biostromalen Riffbauten (Warsteiner Riff). Das Warsteiner Riff schuf eine ausgedehnte Carbonatplattform. Die Gesamtmächtigkeit des Massenkalks beträgt hier mehrere hundert Meter.

Gegen Ende des Mitteldevons traten im Zuge der vororogenen Dehnungstektonik diskontinuierliche Bewegungen auf, die sich in der synsedimentären Zerlegung des Schelfes in einzelne nach Nordwesten gekippte Schollen äußerten. Dadurch änderte sich im Oberdevon die paläogeographische Situation grundlegend. Beckenbereiche und Tiefschwellen (Einzelkuppen und plattformartige Hochlagen) waren für die Faziesvielfalt des Oberdevons verantwortlich. Die Warsteiner Carbonatplattform kippte nach Nordwesten ein. Das Riffwachstum kam überwiegend im höchsten Mitteldevon zum Erliegen, nur am Südrand setzte sich der Riffaufwuchs bis in das tiefste Oberdevon hinein fort.

Mit der Wende Mittel-/Oberdevon wurden in großen Anteilen des Blattgebietes zunächst einheitlich organische Tonschlämme sedimentiert, in welche sich in wechselndem Umfang riffdetritäre Schuttströme einschalteten. Ab der Adorf-Stufe bildeten sich mehrere Faziesräume (s. Tab. 2, S. 22 – 23 u. Abb. 19, S. 121) heraus, die während des gesamten Oberdevons und zum Teil noch im tiefsten Unterkarbon bestanden. Im einzelnen können unterschieden werden:

- | | |
|----------------|--|
| – Westfazies | Becken- und Schwellenhangsedimente mit Tonsteinen, Bänderschiefen, Mergelsteinen, Kalkknottenonsteinen, Kalksteinen |
| – Ostfazies | Schwellensedimente, sehr untergeordnet Schwellenhang- und Beckensedimente mit Kalksteinen, Mergelsteinen, Tonsteinen |
| – Südostfazies | Beckensedimente mit der Schlagwasserbreccie als mehrphasig ausgebildeter Schuttstrom |
| – Südfazies | Beckensedimente mit Tonsteinen |

Durch eine Absenkung und Erweiterung des Sedimentationsbeckens konnte sich im Unterkarbon die Kulm-Fazies ausbreiten. Die das gesamte Oberdevon prägenden Fazies-

gegensätze verwischten sich jetzt. Ein zunehmender Kieselsäuregehalt ließ Kieseliefer, Lydite und Kieselkalke entstehen. Gegen Ende des Unterkarbons wurde das Kulm-Becken mit seinen einige hundert Meter mächtigen Ablagerungen in das Namur-Becken einbezogen. Von weiter südlich gelegenen Liefergebieten her wurde im Oberkarbon fein- bis grobkörniges Material in diesen Trog geleitet. Infolge ständigen Absinkens des Troges und fortlaufender Materialzufuhr wurden insgesamt einige tausend Meter mächtige Schichten aufgeschüttet.

In der asturischen Phase der variscischen Gebirgsbildung (Wende Westfal/Stefan) wurden die Schichten aufgefaltet. Es entstand der heute vorliegende tektonische Baustil mit nordwestvergenten Falten, Auf- und Abschiebungen, Seitenverschiebungen sowie zerklüfteten und geschieferten Gesteinen.

Der heutige Südrand des Massenkalks entspricht der ehemaligen Riffbegrenzung. An der Südrandstörung, einem viele Millionen Jahre aktiven, synsedimentär wirksamen Scharnier, wurden während der orogenen Einengungstektonik oberkarbonische Gesteine der Nuttlarer Hauptmulde auf den Warsteiner Sattel aufgeschoben.

Nach der variscischen Tektogenese war das Blattgebiet bis zur höchsten Unterkreide Festland. Bereits in der Perm-Zeit war das aufgefaltete Gebirge weitgehend zu einem Rumpf eingeebnet worden. Über diesen Rumpf transgredierte von Norden her das Alb-Meer. Reste von Rüthener Grünsand in Karsthohlräumen des Warsteiner Massenkalks belegen, daß die Strandlinie etwa mit dem Südrand der Carbonatplattform zusammenfiel. Mit Beginn der Oberkreide stieß das Cenoman-Meer weit nach Süden über das Blattgebiet hinaus vor. Mit den Cenoman-Plänen bricht die Überlieferung mariner Gesteine im Blattgebiet Warstein ab.

Im Neozoikum wurde das eingerumpfte Gebirge flächenhaft mit wechselnd mächtigen Lockergesteinen überdeckt. Die heutige Oberflächengestalt entstand im Pleistozän während des klimatisch bedingten Wechsels mehrerer Kalt- und Warmzeiten. Decken aus Hang- und Hochflächenlehm und Terrassenablagerungen stammen aus dieser Zeit. Die Heraushebung des Gebirges war mit linearerosiver Tieferlegung der Bach- und Flußbetten gekoppelt. Die Carbonatplattform stellt heute eine von Höhenzügen eingerahmte, schon in mesozoischer Zeit als Fastebene angelegte Karstwannenlandschaft mit tertiär-pleistozäner Überprägung dar. Die seit dem Mesozoikum angelegten Spalten, Ponore und Höhlen sind teilweise mit datierbaren Karstsedimenten verfüllt.

Mehrmals gaben im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung (im Paläozoikum, in der Unterkreide und im Tertiär) Hydrothermen ihre Kieselsäurefracht an die Warsteiner Carbonatplattform ab. Mehrere Quarzgenerationen, von denen die bekannteste diejenige der Sutroper Quarze ist, können unterschieden werden. Der Aufstieg der Lösungen wurde durch die tiefreichende interne Zerschierung und Verschuppung der Gesteine bedeutend erleichtert. Die Verkieselung ist also ascendenten Ursprungs. Die Verkieselung der Kreide-Sedimente ist demgegenüber descendenter Herkunft (s. S. 100).

Verkarstung und partielle Verkieselung sind das Merkmal des „Warsteiner Trümmerzuges“ am Südrand der Carbonatplattform. Die Entstehung dieser Region war ein mehrphasiger, komplexer und bis in die Jetztzeit reichender Vorgang, welchem Verkieselung, Vererzung, Verkarstung und Vertikaleinbrüche jüngerer Gesteine und Bodensedimente zugrundeliegen.

Das Holozän leitet in die geschichtliche Zeit über. Der Anteil des Holozäns an den Lockergesteinen beschränkt sich vorwiegend auf Auenlehm und Moorbildungen.

3. Schichtenfolge

3.1. Devon

Mitteldevon und Mittel-/Oberdevon-Grenzbereich

3.1.1. Massenkalk (dv-aM)

Gesteine: Der tiefere Anteil des Massenkalks besteht aus einer Folge dickbankiger bis massiger, schwärzlicher, grauschwarzer bis graublauer, bituminöser dichter Kalksteine. Mergelige Zwischenlagen fehlen weitgehend. Das Gestein zeigt massenhaft die verspateten Querschnitte von *Stringocephalus burtini* DEFANCE. Der höhere Anteil enthält hellgraue bis blaugraue, von außen her weißlich verwitternde, dichte bis feinkristalline, teils grobbankige, teils massige Kalksteine.

In den massigen Partien beider Anteile ist eine Schichtung nicht zu erkennen. Es sind jedoch auch Bankdicken bis zu wenigen Dezimetern anzutreffen, die dem Kalkstein einen wohlgeschichteten Eindruck verleihen. Häufiger als an Schichtfugen kann man die Schichtung an Fossilagen (Korallen, Stromatoporen, *Stringocephalenschill*) und am Gesteinswechsel (Überlagerung des dunklen bituminösen Kalksteines durch hellgrauen; sporadische Einschaltungen von Tonstein- und Mergelbändern) erkennen.

Die beiden beschriebenen Anteile sind mitteldevonischen Alters und gehören der Schwelm-Fazies an (vgl. S. 24). Oberdevonischer Massenkalk (Dorp-Fazies, vgl. S. 24) ist am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform sowie in den Kernen des Belecker und Scharfenberger Sattels anzutreffen. UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982) beschrieb vom Südrand der Carbonatplattform fünf Faziestypen der Dorf-Fazies:

- dolomitischer Stromatoporenkalkstein (mittel- bis dunkelgraue, dolomitische Kalksteine, die wegen ihres Dolomitgehaltes braungrau bis beigefarben anwittern)
- dichte Kalksteine mit einzelnen Gerüstbildnern (dichte, sehr reine, mittelgraue, hellgrau anwitternde Kalksteine)
- Intraklast-Kalksteine (fein- bis grobkristalline, mittelgraue Kalksteine)
- dichte Kalksteine mit Hohlraumstrukturen (mittelgraue feinkristalline Kalksteine mit bis zu 2 cm großen, von Kalkspat umsäumten Hohlräumen)
- Bioklast-Kalksteine (fossilreiche feinkristalline mittelgraue Kalksteine)

Die 1975/1976 im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer niedergebrachte Forschungsbohrung Rüthen-Drewer 1 stieß ab 109 m unter Steinbruchsohle auf oberdevonische Riff- und Riffschuttkalksteine, in welche schwarze Tonsteine eingeschaltet sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979 a: 13). Die Bohrung blieb bis zur Endteufe von 148,7 m im Massenkalk. Die Kalksteine gehören der „Riff-Außenseite“ der Dorf-Fazies an. Eine weitere Forschungsbohrung, die Bohrung Scharfenberger Wald 1, erschloß 1975 im Kern des Scharfenberger Sattels am Hessenkamp bis zu einer Teufe von 224,25 m oberdevonischen Massenkalk, der

als „Hinterriff“ gedeutet werden kann (vgl. HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979: 80). Es herrschen hier graue feinkörnige Kalksteine mit Amphiporen-Rasen sowie lagenartig bis blockförmig angereicherten Stromatoporen vor.

Mikroskopisch ist der Massenkalk bereichsweise als rekristallisierter Biomikrit mit Übergängen zu Sparit zu bezeichnen (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Häufig sind Einschlüsse von idiomorphen Quarzen. Nach SCHNEIDER (1973 a, 1973 b, 1977) liegen zwei Quarzgenerationen vor, die bei der spätdiagenetischen Authigenese entstanden. Die Quarze enthalten Bitumen- und Calciteinschlüsse. Gebiete ausgehnter Dolomitisierung fehlen im Warsteiner Massenkalk. Von tektonischen Trennflächen und Schichtfugen ausgehende Dolomitisierungen in Form millimeter- bis zentimeterdünner Dolomitbestege sind allenthalben anzutreffen. Solche Bereiche fallen makroskopisch durch ihre im angewitterten Zustand dunkelgraue Farbe und die raue absandende Gesteinsoberfläche auf.

Der Warsteiner Kalkstein ist intensiv tektonisch beansprucht. Kluft- und Schieferungsflächen zerlegen ihn in zahlreiche Trennflächen, welche die Schichtung oft gänzlich überprägen. Millimeter- bis zentimeterstarke, grobkristalline, rekristallisierte Calcitlamellen und -bänder, die mehr oder weniger parallel zu den Schieferungsflächen verlaufen, durchziehen den Kalkstein und täuschen eine Schichtung vor. Sie treten meist als Leisten erhaben aus dem Kalkstein hervor.

Der Warsteiner Massenkalk ist stark verkarstet. Die Verkarstung steht in engem Zusammenhang zu den tektonischen Trennflächen, besonders den Klüften. Die ac-Klüfte sind spalten- bis trichterförmig erweitert und mit jüngeren Sedimenten gefüllt (vgl. S. 69 u. S. 76). Viele Kluftflächen sind mit Tapeten aus Kalksinter und Tropfsteinbildungen überzogen. Weißer Kalkspat in Form von millimeterdünnen Adern bis zu mehrere Meter mächtigen Gängen durchzieht kreuz und quer den Kalkstein. Genauere Angaben zu den Beziehungen über Tektonik und Verkarstung geben EBHARD & MEIBURG (1979: 93 – 111). Über die zahlreichen Karsthöhlen und ihr Formeninventar berichten MEIBURG & STOFFELS (1979: 143 – 178).

Eine Besonderheit am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform sind Sedimentgänge in Form von Mikrospalten, welche den Massenkalk durchsetzen und Conodontenmischfaunen des Oberdevons und tiefen Unterkarbons (do I bis cu II) enthalten (UFFENORDE 1976, 1977 a). Die mit grauen und roten Kalksteinen gefüllten Sedimentgänge überziehen als feinadriges, vororogenetisch entstandenes Spaltennetz den Massenkalk. Sie wurden später intensiv interdeformiert, rekristallisiert und mit dem Massenkalk tektonisch verschleift (KREBS & WACHENDORF 1979: 37). Gleichwohl gelingt es meistens gut, die gegenüber dem Massenkalk mit anderen Farben, Gesteins- und Fossilbestandteilen ausgestatteten Sedimentgänge im Anschliff zu erkennen.

Fossilien: Der Warsteiner Massenkalk ist zwar sehr faunenreich, aber durch Rekristallisation, tektonische Zerschierung und Verkieselung sind in manchen Arealen alle Fossilien zerstört.

Im tieferen mitteldevonischen Anteil sind rugose und tabulate Korallen, Stromatoporen und Stringocephalen zu nennen. Die Korallen treten oft mit Stromatoporen vergesellschaftet auf. Dünne, einige Dezimeter bis Meter mächtige Stringocephalenlagen wechsellagern mit mehrere Meter mächtigen Korallen- und Stromatoporenkalksteinen. Die Stromatoporen erscheinen in block- oder kissenförmigen Typen und bilden bisweilen kleine Blockriffe. Im höheren Teil des mitteldevonischen Massenkalks kommen lagen- bis nesterweise ange-

Tabelle 2
Stratigraphische Gliederung des Mittel- und Oberdevons

stratigraphische Gliederung		Cephalopoden-Zone	Conodonten-Zone	Ostracoden-Zone	Blatt 4516 Warstein		Sudfazies
Oberdevon	Wocklum-Stufe	VI β α	Wocklumeria- Kalloclymenia-Zone	Protognathodus-Fauna Obere Mittlere Untere	hemisphaerical- latic-interregnum	Westfazies	Devon/Karbon- Übergangs- schichten (dw-c1)
	Dasberg-Stufe	V/V1? β α IV/V?	Clymenia- Gonioclymenia-Zone	costatus-Zone Obere Mittlere Untere	hemisphaerica- dichotoma-Zone Obere Untere	Ostfazies	Devon/Karbon- Übergangsschichten (dw-c1)
	Hemberg-Stufe	IV β III α	Obere Prolobites- Platyclymenia-Zone Untere Prolobites- Platyclymenia-Zone	velifer-Zone Obere Mittlere Untere	intercostata-Zone (Ältere Fossilstrichlinie-Zeit) serratostriala/ intercostata-Zone dn/dh- Grenzhorizont	Südostfazies	Schlagwasser- breccie (d-c) Hemberg- Schichten (dh)
	Nehden-Stufe	β II α	Cheiloceras-Zone	marginitifera-Zone Obere Untere rhomboida-Zone Obere Mittlere Untere	serratostriala- nehdensis-Zone sigmoidale-Zone	Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (da-w) mit annulata- Horizont Schichten der tieferen Nehden-Stufe (dn-t)	Nehden- Schichten (dn)

Oberdevon																													
Obere Adorf-Stufe	δ	Obere Adorf-Stufe	δ	Manticoceras-Zone	P-triangularis-Zone		Obere gigas-Zone	variostrata-Zone		sigmoidale-Zone	Schichten der höheren Adorf-Stufe (da.t/k)									Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (da-w)	Adorf-Schichten (da)	?	Liegendes nicht nachgewiesen	Massenkalk (dv-aM)	Flinz-Schichten (dv-a.tz)	Styliolinen-Schichten (daSt)			
	$(\beta)\gamma$				Mittlere Adorf-Stufe	$(\beta)\gamma$		Untere gigas-Zone		cicatricosa/barranderi-Interregnum		cicatricosa-Zone	Styliolinen-Schichten (daSt)																
								A-triangularis-Zone																					
Untere Adorf-Stufe	α	Untere Adorf-Stufe	α		asym-metricus-Zone		Untere	torleyi-Zone		cicatricosa/torleyi-Interregnum	Styliolinen-Schichten (daSt)																		
Givet-Stufe		Givet-Stufe		Maenoceras-Zone	hermanni-cristatus-Zone		Obere	varcos-Zone		Mittlere	Massenkalk (dv-aM)									Styliolinen-Schichten (daSt)	Flinz-Schichten (dv-a.tz)	Massenkalk (dv-aM)							
Mitteldevon																													

reichernte Crinoidenstielglieder vor. Solche nur aus Crinoidendetritus bestehende Kalksteine sind in den ehemaligen Steinbrüchen Köster westlich Suttrop sowie Risse an der Warsteiner Hauptstraße anzutreffen.

Insgesamt lassen sich aus dem Warsteiner Massenkalk folgende Fossilien nennen:

Brachiopoden: *Stringocephalus burtini* DEFRANCE, *Stringocephalus* sp.

rugose Korallen: *Disphyllum caespitosum* (GOLDFUSS), *Cyathophyllum* sp., *Acanthophyllum* sp., *Phillipsastrea* sp.

tabulate Korallen: *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., *Heliolites* sp.

Stromatoporen: *Actinostroma clathratum* NICHOLSON, *Amphipora ramosa* (PHILLIPS), *Stromatopora* sp., *Stachyodes* sp.

Gastropoden: *Bembexia* sp., *Murchisonia* aff. *bilineata* (VONDECHEN), *Strobeus* sp. (vgl. JUX 1960)

Außerdem treten Crinoiden, Conodonten sowie im oberdevonischen Massenkalk Reste von Algen (*Renalcis* sp.), Bryozoen und Trilobiten auf. Im Scharfenberger Sattel wurden zusätzlich Ostracoden, Foraminiferen und Calcisphären nachgewiesen.

Altersstellung: Schon MUCHOW (1965 a: 8) machte darauf aufmerksam, daß der Warsteiner Massenkalk Riffbewohner enthält, welche nicht umgelagert sind, sondern an ihrem ursprünglichen Wachstumsort vorkommen. Andererseits könne seiner Ansicht nach der Massenkalk wegen des rasenartigen Auftretens dieser Fossilien nicht als Bioherm angesehen werden. KREBS (1971, 1974) wies dann den Warsteiner Massenkalk der mitteldevonischen Schwelm-Fazies zu. Später zeigten Kartierungs- und Bohrungsbefunde, daß ein geringer Anteil der Kalksteine entlang des Südrandes dem tieferen Oberdevon angehört und als Dorp-Fazies bezeichnet werden darf. Eine flächenhafte Abgrenzung zu den Kalksteinen der Schwelm-Fazies war nicht möglich, so daß die Dorp-Fazies auf der geologischen Karte nicht gesondert ausgeschieden wurde.

Die ausgedehnten Plattformkalksteine der Schwelm-Fazies reichen nach der Conodontenchronologie vom oberen Teil der Unteren *varcus*-Zone bis zum unteren Teil der Untersten *asymmetricus*-Zone. Sie umfassen somit die höhere Givet-Stufe, die Mittel-/Oberdevon-Grenze und die tiefste Adorf-Stufe. Die oberdevonischen Riffkalksteine der Dorp-Fazies am Südrand lassen sich demgegenüber der Unteren (mittleres $do\ I\ \alpha$) bis Oberen Adorf-Stufe ($do\ I\ \delta$) zuweisen.

Auch im Scharfenberger Sattel wurden mitteldevonische Plattform- und oberdevonische Riffkalksteine nachgewiesen. Wie hoch die oberdevonischen Kalksteine reichen, ließ sich wegen der starken Verkieselung im Einzelfall nicht genau angeben. HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL (1979: Tab. 1) geben als Obergrenze die *P. triangularis*-Zone ($do\ I\ \delta$) an. Auch im Belecker Sattel sind Schwelm- und Dorp-Fazies verbreitet. Der oberdevonische Riffkalkstein reicht dort bis in das $do\ I\ \alpha$ (Zonen- und Stufenbezeichnungen s. Tab. 2).

Die Spaltenfüllungen mit unterkarbonischen Conodonten am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform veranlaßten UFFENORDE (1976, 1977 a), den dort anstehenden Massenkalk als unterkarbonischen Kohlenkalk anzusehen. Er gab diesen Kalksteinen den Namen „Kallenhardt-Kalk“ und den biostratigraphischen Rang einer Formation (UFFENORDE 1977 a: 273). Als Typuslokalität wählte er den Massenkalk im Bereich des Hohlen Steins. Die oberdevonischen Conodonten der Spaltenfüllungen sowie die mitteldevonischen Stromatoporen und Korallen sah er als Resedimente an. Später (UFFENORDE 1977 b; in CLAUSEN et al. 1982) widerrief er seine Auffassung und stufte den „Kallenhardt-Kalk“ als Subfazies des Erdbacher Kalkes ein. Derjenige Anteil des „Kallenhardt-Kalkes“, der den unterkarboni-

schen crinoidenführenden Spaltenfüllungen entspricht, kann als jüngeres Synonym des Erdbacher Kalkes gewertet werden (KREBS & WACHENDORF 1979: 43). Der Name „Kallenhardt-Kalk“ ist damit entbehrlich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das Liegende des Massenkalks ist nirgendwo im Warsteiner Raum bekannt. Es ist wahrscheinlich, daß der Massenkalk von Gesteinen der „Lenneschiefer-Fazies“ (klastische Schelfablagerungen vom Typ der Honseler oder Newberrien-Schichten) unterlagert wird (vgl. KREBS & WACHENDORF 1979: 33, Abb. 1). Bezüglich der Abgrenzung zu den überlagernden Flinz-Schichten vergleiche Kapitel 3.1.2. Auf den aus Riffkalksteinen der Dorp-Fazies aufgebauten lokalen Schwellen (Südrand der Warsteiner Carbonatplattform, Belecker und Scharfenberger Sattel) wird der Massenkalk von Cephalopodenkalksteinen oder Bänderonsteinen mit Kalksteinlagen überdeckt.

Da die Untergrenze des Massenkalks nicht bekannt ist, kann die Mächtigkeit nur annähernd angegeben werden. Sie dürfte zwischen 200 und 300 m liegen.

Verbreitung: Im Warsteiner Sattel tritt der Massenkalk im nördlichen und südlichen Massenkalk-Sattel auf (s. Kap. 4.2.3.2.). Auch im Scharfenberger Sattel (s. Kap. 4.2.5.) streicht der Massenkalk zutage, während er im Belecker Sattel nur erbohrt wurde.

- aufgelassener Steinbruch der Firma Risse an der B 55 in Warstein, Hauptstraße, R 55 420, H 01 830 bis R 55 430, H 01 340
- Steinbruch „Auf dem Stein“ der Firma Weiken KG, ca. 500 m südöstlich Suttrop, R 57 350, H 02 010 bis R 57 760, H 01 880
- aufgelassener Steinbruch „Am Oberhagen“, ca. 600 m südwestlich Suttrop, R 56 110, H 01 760 bis R 56 310, H 01 720
- aufgelassener Steinbruch „Am Steinrücken“, westlicher Ortsrand von Suttrop, R 56 230, H 02 100 bis R 56 380, H 02 130
- aufgelassener Steinbruch westlich der Anhöhe „Auf dem Stein“, R 57 230, H 01 900
- aufgelassener Steinbruch ca. 300 m westlich der Suttroper Reithalle, R 56 750, H 01 800
- aufgelassener Steinbruch „Hillenberg“ östlich der B 55, R 55 300, H 00 360 bis R 54 900, H 00 070
- Steinbruch der Firma Brühne GmbH, ca. 300 m südlich des Piusberges, R 55 830, H 00 480 bis R 55 630, H 00 090
- Steinbruch „Hohe Liet“ der Firma Köster, R 56 600, H 01 040 bis R 57 110, H 00 860
- Steinbruch „Hohe Liet“ der Firma Risse GmbH, R 56 650, H 00 770 bis R 57 030, H 00 610
- aufgelassener Steinbruch der Gebrüder Feldmann, Rangetal, Bereich der Liethöhle, R 56 600, H 00 550 bis R 56 830, H 00 350
- Steinbruch der Warsteiner Kalkwerke, ca. 100 m südlich des Piusberges, R 55 830, H 00 570 bis R 56 240, H 00 520
- aufgelassener Steinbruch „Fuchshöhlen“, östlich der B 55, R 54 860, H 99 450 bis R 55 140, H 99 370
- Klippenzug des Piusberges, südlicher Ortsrand von Warstein östlich des Westerbaches, R 55 470, H 00 710 bis R 55 750, H 00 730
- Steinbruch Kallenhardt der Firmen Weiken KG und Brühne GmbH, zentraler R/H-Wert: R 59 300, H 01 900

- Naturdenkmal „Hohler Stein“, östliches Lörmecke-Ufer, R 58 560, H 00 400
- aufgelassener Steinbruch am Hessenkamp, westlich Scharfenberg, R 64 950, H 00 000

3.1.2. Flinz-Schichten (dv-a,fz)

Tentaculitenschiefer, unterer Teil H. SCHMIDT 1922: 257

Flinz RICHTER 1936

Flinzschiefer MUCHOW 1965 (1965 a)

Flinzschichten MUCHOW 1965 (1965 b)

Gesteine: Die Flinz-Schichten (dv-a,fz) setzen sich vorwiegend aus schwarzen, blauschwarzen und blaugrauen bis schwarzgrauen kalkigen Tonsteinen zusammen, welche vom Rande her beige bis fahlweiß sowie weißgrau, grau-, gelb- bis rostbraun und oliv verwittern und oft rötlich anlaufen. Bei starker Verwitterung zerfallen sie mürbe. Die ursprünglich schwarzen Farben sind dann nur schlierenartig erhalten.

Die Tonsteine sind feinkörnig bis dicht und meistens bituminös. Sie sind in der Regel engstündig geschiefert und spalten plattig nach den Schieferungsflächen auf, sind manchmal aber auch kompakt ausgebildet. Schwefelkies ist diffus in Form dünner Flitterchen verteilt oder tritt knollenartig auf. Nicht selten enthalten die Tonsteine Schluffbeimengungen. Gelegentlich wechsellagern sie mit dünnen Schluffsteinbänkchen, wodurch sie eine feimbänderige Textur erhalten.

In der Regel sind in die Tonsteine schwarze, blauschwarze bis blaugraue, bei Verwitterung ausbleichende fahlgraue, rötlich- bis rostbraune, zum Teil mulmartig zerfallende Kalksteine eingelagert. Diese Flinzkalksteine sind dicht, feinkörnig bis spätig, ebenplattig, aber auch knollen-, fladen- bis brotlaibförmig ausgebildet. Unregelmäßig eingestreut sind Putzen und Flitterchen von Pyrit, welcher bei Verwitterung in Brauneisen umgewandelt ist. Die reinen Kalksteine brechen splitterig, bei Verunreinigung mit Ton zerfallen sie schalig. Eine oftmals angetroffene Feimbänderung ist vermutlich auf die Wechsellagerung mit feinklastischen Partikeln zurückzuführen.

Die Dicke der Flinzkalksteinbänke schwankt im allgemeinen zwischen 2 und 40 cm. Kalksteineinlagerungen in den Tonsteinen sind in den seltensten Fällen eine Einzelercheinung, in der Regel folgen sie in einem Abstand von 10 bis 40 cm stetig aufeinander.

Nach mikroskopischen Untersuchungen durch H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) sind die Kalksteine als fossilführender Pelmikrospatit bis Pelsparit einzustufen. Der überwiegende Anteil (in manchen Fällen bis 99 Gew.-%) der Gesteine besteht aus Calcit. Quarz, Muskovit, Illit, Chlorit, Feldspat und Pyrit vervollständigen die Gemengteile.

Fossilien: Die Tonsteine enthalten reichlich Styliolinen und Tentaculiten. Die fossilreichen Kalksteine lieferten Riffdetritus (Crinoidenschutt, Korallen-, Stromatoporen- und Schalentrümmern), Styliolinen, Tentaculiten, Calcisphären, Foraminiferen, Ostracoden, Conodonten, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden (horn- und kalkschalig), Goniatiten und Nautiloideen (orthocone Cephalopoden).

Eine vom Kalvarienberg stammende, aus Tentaculiten, Muscheln, Brachiopoden und Korallen bestehende Fauna gab H. SCHMIDT (1922: 259) an.

Altersstellung: Die Flinz-Schichten konnten mit Hilfe der in den Kalksteinen enthaltenen Conodonten datiert werden. Der überwiegende Teil der Flinz-Schichten reicht von der

Mittleren *varcus*-Zone bis zur Unteren *asymmetricus*-Zone (Mittel-/Oberdevon-Grenzbe- reich). Wo sich die Flinz-Schichten mit den überlagernden Styliolinen-Schichten (s. Kap. 3.1.3.) verzahnen und diese zum Teil vertreten, ist ihr Alter jünger. So ergab eine Datierung südlich des Landeskrankenhauses Warstein bei R 55 740, H 02 550 folgende Reichweite: Oberer Teil der *A. triangularis*-Zone bis unterer Teil der Oberen *gigas*-Zone, was der Mittleren Adorf-Stufe (do I (β) γ) entspricht (vgl. Tab. 2, S. 22 – 23).

Unter- und Obergrenze der Flinz-Schichten sind heterochron. Der tiefere Schichtenab- schnitt ist bereichsweise ein fazielles Äquivalent des Massenkalks (MUCHOW 1965 a, b), der höhere Anteil verzahnt sich am Glensberge und im Forst Körtlinghausen mit den Styliolinen- Schichten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zu der unterlagernden Schich- tenfolge, dem Massenkalk, ist immer sehr scharf. In den meisten Fällen wird die Grenze Massenkalk/Flinz-Schichten durch eine Störung gebildet, wobei der Massenkalk auf die Flinz-Schichten überschoben wurde. Auch wo ungestörte Lagerungsverhältnisse vorherr- schen, ist der Übergang zu den Flinz-Schichten durch die typische Wechsellagerung von schwarzen bituminösen Tonsteinen und Flinzkalksteinbänken sehr augenfällig, wie gute Aufschlüsse am Bahneinschnitt südlich des aufgelassenen Massenkalk-Steinbruches Risse an der Warsteiner Hauptstraße (R 55 350, H 01 360), am Ostufer der Lörmecke in der Nähe des Lörmecke-Wasserwerkes bei Höhenpunkt 325,0 (R 58 040, H 01 120) und am Zugang zum Massenkalk-Steinbruch der Firma Hartsteinwerke Köster (R 56 600, H 01 020) zeigen.

Die Abgrenzung zur überlagernden Schichtenfolge, den Styliolinen-Schichten, gestaltet sich weit schwieriger. Eine scharfe Grenze fehlt, der Übergang ist gleitend., Von den Tonsteinen der Flinz-Schichten unterscheiden sich die Styliolinen-Schichten durch ihren geringen Kalkgehalt, die weitaus geringere Anzahl an Kalksteinbänken sowie das Zurück- treten der für die Flinz-Schichten typischen schwarzen Farben. Die Mächtigkeit der Flinz- Schichten schwankt im Blattgebiet Warstein zwischen 20 und 110 m.

Verbreitung: Der nördliche Massenkalk-Zug ist von spezialgefalteten und unter- schiedlich mächtigen Flinz-Schichten umgeben, welche nach Süden hin zur Suttroper Mulde überleiten. Auch der Nordrand des südlichen Massenkalk-Zuges wird von Flinz- Schichten gesäumt, welche infolge der Überschiebung des Massenkalks auf die Suttroper Mulde eine stark verringerte Ausstrichbreite aufweisen. Parallel zur Massenkalk-Nordstirn folgt 200 m weiter südlich erneut eine schmale, aus Flinz-Schichten aufgebaute Mulde, die ihrerseits am Südrand von Massenkalk überfahren wird.

Ferner befinden sich westlich des Alten Feldes, beiderseits des Suttroper Weges, mehrere kleine, durch Querstörungen begrenzte Vorkommen von Flinz-Schichten.

Aufschlüsse:

- Straßenböschung zwischen Landeskrankenhaus und Bahnhof Warstein, R 55 400, H 02 350
- Hohlweg am südlichen Ortsausgang von Suttrop, R 56 640, H 02 050
- Böschung an der Straße Rüthen – Kallenhardt, R 58 200, H 02 760
- Steilwand an der B 55 nördlich des Sägewerks, R 54 710, H 00 410
- Bahneinschnitt südlich des Steinbruches Risse/Hauptstraße, R 55 350, H 01 360
- Zugang zum Massenkalk-Steinbruch der Firma Hartsteinwerke Köster, R 56 330, H 00 920 bis R 56 600, H 01 020
- unterster Fahrweg nordöstlich des Osterfeldsberges, R 60 400, H 02 730
- Bachlauf nordöstlich Kallenhardt, am Wirtshaus Waldmühle, R 60 640, H 02 560

Oberdevon

3.1.3. Styliolinen-Schichten (daSt)

Tentaculitenschiefer, oberer Teil H. SCHMIDT 1922: 261 – 262

Styliolinen-Schiefer RICHTER 1936

Tentaculiten-Schiefer MUCHOW 1965 a

Gesteine: Die Styliolinen-Schichten bestehen aus schwarzen, grau- bis blauschwarzen und blaugrauen, in der Regel milden, ziemlich gleichförmig ausgebildeten Tonsteinen. Sie sind meist völlig entkalkt und verwittern von den Rändern her beige, gelb- bis lederbraun und rostbraun. In Oberflächennähe werden sie mürbe und sind meist völlig entfestigt. Stellenweise sind sie etwas schluffig und gebändert, örtlich sogar verkieselt. Sie weisen stets eine engständige Schieferung auf. Die Tonsteine können mit schwarzgrauen und schwarzblauen feinkörnigen, etwas kalkigen Schluffsteinen wechsellagern. Auch vereinzelt, bis zu 20 cm mächtige bituminöse Kalksteine werden angetroffen. Die Schichtflächen sind zum Teil sehr reichlich mit Styliolinen belegt, bei deren Herauswitterung ein löcheriges, aus silikatischen Bestandteilen bestehendes Gerüst übrigbleibt.

Fossilien: Styliolinen, Tentaculiten, Conodonten, Crinoiden (Einzelstielglieder), Muscheln der Gattung *Guerichia* und Bryozoen. Eine aus mehreren Fundpunkten geborgene, aus Brachiopoden, Muscheln und Korallen bestehende Fauna gibt H. SCHMIDT (1922: 262) an.

Altersstellung: Die in den Kalksteinen gefundenen Conodonten stufen die Styliolinen-Schichten in die Untere bis Obere *asymmetricus*-Zone (do I α bis do I (β) γ) ein. Vereinzelt reichen die Schichten sogar bis in den unteren Teil der Oberen *gigas*-Zone (do I (β) γ) hinein (vgl. Tab. 2, S. 22 – 23).

Wie bei den Flinz-Schichten (vgl. Kap. 3.1.2.) sind auch bei den Styliolinen-Schichten Unter- und Obergrenze heterochron, die Untergrenze stärker als die Obergrenze.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Hinsichtlich der Abgrenzung zur unterlagernden Schichtenfolge, den Flinz-Schichten, vergleiche Kapitel 3.1.2. Die Abgrenzung zu den überlagernden Sedimenten, den Schichten der höheren Adorf-Stufe der Westfazies sowie dem kalkigen Oberdevon der Ostfazies, bereitet im Gelände keine Mühe. Die Schichten der höheren Adorf-Stufe weisen gegenüber den Styliolinen-Schichten bänderstreifige Tonsteine, Kalkknollentonsteine mit Kramenzelverwitterung und Einlagerungen von blaugrauen Cephalopodenkalksteinen auf. Das kalkige Oberdevon zeichnet sich durch kompakte Kalksteine, Kalkknollen-Tonsteine und geringmächtige Tonsteinlagen aus. Die Mächtigkeit der Styliolinen-Schichten beträgt 80 – 130 m.

Verbreitung: Die Styliolinen-Schichten nehmen weite Abschnitte der westlich von Warstein gelegenen Senke ein. Sie ziehen am Nordflügel des Warsteiner Sattels bis zum Ostrand der Carbonatplattform entlang und sind ferner im Kern der Suttroper Mulde anzutreffen.

Aufschlüsse: Die Styliolinen-Schichten neigen zu tiefgründiger Verwitterung und sind daher meist mit einer Lehm- und Schuttdecke überkleidet. Aufschlüsse sind rar und überwiegend auf temporäre Baugruben beschränkt.

- freigeschürfter Hang 100 m nordöstlich Freibad Warstein, R 54 590, H 02 040
- freigespülte Gesteinsrippen in dem Tälchen am Glensberge oberhalb der Straße Rüthen - Kallenhardt, R 57 830, H 03 020

3.1.4. Westfazies

Zur Westfazies rechnen im Blattgebiet Warstein oberdevonische Gesteine, die von der höheren Adorf-Stufe bis zur Wocklum-Stufe reichen. Sie sind durch eine Wechsellagerung von Ton-, Schluff- und Kalksteinen gekennzeichnet. Im tieferen Schichtenabschnitt überwiegen Ton- und Schluffsteine, im höheren Abschnitt Kalksteine. Zur Entstehung und Abgrenzung der Westfazies vergleiche Kapitel 5.

3.1.4.1. Schichten der höheren Adorf-Stufe (da, t/k)

Büdesheimer Schiefer H. SCHMIDT 1922: 263
 Bänderschiefer RICHTER 1936
 Büdesheimer Schiefer MUCHOW 1965 (1965 a)
 Kalkknollenschiefer CLAUSEN & LEUTERITZ 1979 (1979 a)

Gesteine: Die Schichten der höheren Adorf-Stufe (Westfazies) bestehen aus einer Wechsellagerung von Ton- und Schluffsteinen mit Kalksteinen. Den Hauptanteil der Gesteine bilden graue, schwärzlich graue, blaugraue, blau- und olivgrüne, sehr oft gebänderte kalkhaltige Tonsteine, welche splitterig brechen und braun, gelb- bis rostbraun, beige, gelbweiß und ockergelb verwittern. Wechselnde Beimengungen von Schluff lassen schluffige Tonsteine bis Schluffsteine entstehen. Die Gesteine werden dadurch rauh, kompakt und zerfallen grobstückig.

Die gute Bänderung kommt dadurch zustande, daß feinschluffige, graue bis dunkelgraue Partien mit tonreichen schwarzen Partien wechseln. Die dunklen Lagen haben mehr organische Substanz; die schluffigen Lagen sind demgegenüber kalkhaltiger und bilden bei Verwitterung hell- bis dunkelbraune Streifen, die sich dann gut von den kalkarmen bis kalkfreien schwarzen Lagen abheben. Die Dicke der einzelnen Bänke kann von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern schwanken. Die Bänder verlaufen entweder glatt oder knäuelig-wulstig.

In die Tonsteine sind hellgraue bis blaugraue Knollen, Linsen und Bänke von Kalksteinen und Mergelsteinen eingebettet. Die Mächtigkeit der Einzelbänke schwankt zwischen 0,5 und 10 cm. Die Durchschnittsmächtigkeit liegt bei 1 bis 2 cm. Viele Lokalitäten zeigen einen steten Wechsel von Tonstein- und Kalksteinlagen. Die Kalksteinbänke verwittern von den Rändern her bräunlich und zerfallen zu einem rostbraunen Mulm. Der Kontakt Kalkstein/Tonstein ist in der Regel sehr scharf. Die Kalksteine haben ebenflächige bis unregelmäßig wulstige Ober- und Unterseiten. Durch Herauswitterung von Kalkknollen entstehen allenthalben die typischen Kramenzelstrukturen. Die tonreicheren Kalksteine sind weitständig geschiefert und haben ein flaseriges Aussehen. Sie zerfallen grobplattig und bilden ausge dehnte Lesesteinvorkommen.

Eine örtliche Sonderfazies stellt das im aufgelassenen Steinbruch Korff am Ufer des Schorenbaches gegenüber der Gaskuppel (R 54 230, H 02 790) erschlossene Kellwasserkalkvorkommen dar. Zwei 10 cm bis 13 cm mächtige und 18 cm auseinander liegende, bituminöse blauschwarze Kalksteinbänke sind in bituminöse pyritführende Schwarzschie-

Tabelle 3
Ostracoden aus den Schichten
der höheren Adorf-Stufe und
den Schichten der tieferen
Nehden-Stufe (Westfazies)

	R 54 430 H 02 350	R 54 280 H 02 160	R 53 940 H 02 370	R 53 720 H 02 430	R 54 340 H 02 910	R 54 220 H 02 790	R 53 830 H 03 010	R 53 950 H 02 940	R 53 800 H 03 030	R 54 260 H 02 730	R 54 190 H 02 160	R 54 300 H 03 220
<i>Entomozoe (Nehdentomis) cf. elliptica</i>			X							X		
<i>Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalmus</i>									X			
<i>Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina</i>		X								X		X
<i>Entomozoe (Nehdentomis) tenera</i>	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X
<i>Entomozoe (Richterina) serratostrata</i>							X	X	X	X	X	
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) inconstans</i>						X						
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) nitida</i>	X	X	X	X								
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) splendens</i>		X										
<i>Entomoprimitia (Entomoprimitia) variostrata</i>		X										
<i>Entomoprimitia (Reptiprimitia) rabieni</i>										X		
<i>Entomoprimitia (Reptiprimitia)? sandbergeri</i>								X		X		X
<i>Bertillonella (Bertillonella) erecta</i>	X											
<i>Bertillonella (Rabienella) cicatricosa</i>			X	X	X							
<i>Bertillonella (Rabienella) reichi</i>						X						
<i>Ungerella calcarata</i>		X						X				X
<i>Ungerella sp.</i>									X			
<i>Richterina (Volkina) latecostata</i>		X				X						
<i>Richterina (Volkina) zimmermanni</i>	X	X	X	X	X	X						
Einstufung	Mittlere Adorf-Stufe	Oberer Adorf-Stufe (splendens-Zone)	Mittlere Adorf-Stufe (cicatricosa-Zone)	Mittlere Adorf-Stufe (cicatricosa-Zone)	Mittlere Adorf-Stufe (cicatricosa-Zone)	Oberer Adorf-Stufe (reichi-Zone)	Nehden-Stufe	Nehden-Stufe	Nehden-Stufe	Nehden-Stufe	Nehden-Stufe	Nehden-Stufe

fer eingebettet. Entsprechend ihrer Conodontenfauna gehören sie in die *Palmatolepis triangularis*-Zone (dolß) und sind damit als Oberer Kellwasserkalk anzusprechen. Der Kellwasserkalk wurde schon von H. SCHMIDT (1922: 266) als Östricher Kalk beschrieben.

Fossilien: Die Schichten der höheren Adorf-Stufe enthalten Tentaculiten, Ostracoden (vgl. Tab. 3), Conodonten, horn- und kalkschalige Brachiopoden, Muscheln, Goniatiten, Bactriten und orthocone Nautiloideen. Eine reichhaltige, aus Vertretern der Gattungen *Manticoceras* und *Tornoceras* bestehende Cephalopodenfauna beschrieb H. SCHMIDT (1922: 263 – 267). Außerdem werden von ihm mehrere Muschel- und Brachiopodenarten genannt. Die Gesamtfaua ist durch kleine verkieste, meist in Brauneisenstein umgewandel-

te Individuen gekennzeichnet. Die Schichtflächen der Tonsteine sind bereichsweise mit Ostracoden übersät und bilden dann einen braunen Verwitterungsmulm.

Altersstellung: Nach der Conodontenchronologie reichen die Schichten der höheren Adorf-Stufe von der *A.-triangularis*-Zone bis zur *P.-triangularis*-Zone (do I (β) γ – do I δ). Ihr gelegentliches Einsetzen in der Mittleren bis Oberen *asymmetricus*-Zone (Grenzbereich do I α / do I (β) γ) weist auf die heterochrone Untergrenze hin.

Die Ostracodenchronologie bestätigt das mit Hilfe der Conodonten festgestellte Alter (vgl. Tab. 3): *cicatricosa*-Zone bis *splendens*-Zone (do I (β) γ – do I δ).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zur unterlagernden Schichtenfolge, den Styliolinen-Schichten (s. Kap. 3.1.3.), kann aufgrund der für die Schichten der höheren Adorf-Stufe typischen Wechsellagerung leicht vollzogen werden. Schwieriger ist die Grenzziehung zu der überlagernden, petrographisch sehr ähnlichen Schichtenfolge, den Schichten der tieferen Nehden-Stufe. Der Kellwasserkalk ist als Grenzhorizont nicht geeignet, da er nur gelegentlich ausgebildet ist. Hier ist die Abgrenzung nur auf biostratigraphischer Grundlage möglich, was sich bei ausreichend vorhandenen Aufschlüssen immer genau durchführen läßt.

Die Schichten der höheren Adorf-Stufe sind härtlingsbildend. Sie verursachen Kuppen und Rücken im Gelände. Der Übergang zur liegenden und hangenden Schichtenfolge ist morphologisch oftmals durch eine deutliche Geländekante gekennzeichnet. Die Mächtigkeit beträgt 70 – 110 m.

Verbreitung: Die Schichten der höheren Adorf-Stufe der Westfazies erstrecken sich am Nordflügel des Warsteiner Sattels vom Schorenberg bis zum Kuckucksberg, wobei sie infolge Spezialfaltung größere Ausstrichbreiten aufweisen. Nordöstlich Suttrop gehen sie faziell in die Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe der Ostfazies (s. Kap. 3.1.5.1.) über. Sie sind ferner im Kern der Suttroper Mulde anzutreffen, wo 200 m nördlich des Massenkalk-Steinbruches Köster ein kleiner, von Störungen allseitig begrenzter Ausstrich zu beobachten ist. Er fällt in der sonst wannenförmigen, langgestreckten Mulde schon von weitem durch einen Geländebuckel auf.

Aufschlüsse:

- aufgelassener Steinbruch (ca. 8 m hohe Gesteinswand) an der B 55 am nördlichen Ortsausgang Warstein, R 54 650, H 02 700
- Gesteinswand unmittelbar nördlich des Gasthauses „Zum Wästertal“ an der B 55, R 54 310, H 03 210
- mehrere aufgelassene Steinbrüche des ehemaligen Steinbruchbetriebes Korff im Schorenbachtal zwischen R 54 220, H 02 800 und R 54 340, H 02 910
- Klippen am Südufer des Schorenbaches, R 53 700, H 02 500
- östlicher Uferweg entlang des Westerbaches zwischen Eisenhammer und Reckhammer, R 54 800, H 02 870 bis R 54 530, H 03 060
- Klippenzug 200 m westlich der Stillenberg-Klinik, R 54 870, H 02 890 bis R 54 880, H 03 020
- Böschung der Straße Suttrop – Rüthen, nordöstlicher Ortsausgang Suttrop, R 57 090, H 02 960
- Klippe, 400 m vom östlichen Ortsausgang Warstein gelegen, ca. 200 m nördlich Steinbruch Köster, R 56 330, H 01 250

3.1.4.2. Schichten der tieferen Nehden-Stufe (dn,t)

Cypridinenschiefer H. SCHMIDT 1922: 269
Cypridinenschiefer RICHTER 1936
Cypridinen-Schiefer MUCHOW 1965 (1965 a)
Bänderschiefer CLAUSEN & LEUTERITZ 1979 (1979 a)

Gesteine: Die Schichten der tieferen Nehden-Stufe (Westfazies) setzen sich vorwiegend aus blaugrauen, schwärzlich blaugrauen, blauschwarzen, grünlich schwarzen, blau-, oliv- bis gelbgrünen gebänderten kalkhaltigen Tonsteinen zusammen, welche spröde und splitterig brechen und von den Rändern her gelb- und rostbraun verwittern.

Die gebänderten Partien entstehen durch eine Wechsellagerung heller kalkreicher und dunkler kalkarmer bis kalkfreier Lagen. Die einzelnen Bänder sind 5 bis 15 mm mächtig und weisen einen Abstand von einigen Millimetern bis wenigen Zentimetern voneinander auf. Sie fallen schon im frischen Zustand, besonders gut jedoch bei Anwitterung ins Auge.

Außerdem sind graue Kalkknollenlagen und Kalksteinbänkchen in die Tonsteine eingelagert, welche den Gesteinen bei ihrer Herauswitterung die typische Kramenzelstruktur verleihen. Die Bänkchen sind 5 – 20 mm mächtig und folgen öfters in einem Abstand von 1 bis 4 cm stetig aufeinander. Sie lösen sich teilweise knollig auf und leiten gleitend zu den Kalkknollentonsteinen über.

Die Bändertonsteine sind engständig und intensiv geschiefert. Die Kalksteinbänke sind zerschert und bisweilen ebenso wie die Kalkknollen in die Schieferungsebene eingeregelt.

Fossilien: An Fossilien sind Ostracoden (vgl. Tab. 3), Conodonten, Trilobiten, Muscheln, Brachiopoden, Gastropoden, Crinoidenstielglieder, orthocone Nautiloideen, Goniatiten und Bacriten zu nennen. Im einzelnen wurden bestimmt:

Guerichia venusta (MÜNSTER)
Modiola sp.
Nuculana sp.
Torleyoceras sp.

Wie bei den Schichten der höheren Adorf-Stufe (Kap. 3.1.4.1.) treten auf Schichtflächen Anreicherungen von Ostracoden auf, welche bei Verwitterung mulmige rostbraune Lagen bilden.

Altersstellung: Nach der Conodontenchronologie gehören die Schichten der tieferen Nehden-Stufe der *crepida*-Zone (do II α) an. Nach der Ostracodenchronologie sind die Schichten in die *sigmoidale*-Zone bis *serratostrata-nehdensis*-Zone einzustufen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Hinsichtlich der Abgrenzung zu den Schichten der höheren Adorf-Stufe wird auf Kapitel 3.1.4.1. verwiesen. Die Abgrenzung zur überlagernden Schichtenfolge, den Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe, ist im Gelände morphologisch (Geländeanstieg mit Beginn der kalkigen Gesteine) und petrographisch meist leicht durchzuführen.

Wo die Schichten der tieferen Nehden-Stufe entlang streichenden Störungen direkt an Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk (c2,ki) angrenzen (südlich Hahnskekopf); nordwestlich der Stillenberg-Klinik; zwischen Stillenbergskopf, Hardtberg und Kuckucksberg), ist eine Unterscheidung beider Gesteinsfolgen wegen der prägnanten lithologischen Unterschiede jederzeit ohne Schwierigkeiten möglich.

Die Mächtigkeit der Schichten der tieferen Nehden-Stufe beträgt 60 – 80 m.

Verbreitung: Die Schichten der tieferen Nehden-Stufe sind am westlichen Nordflügel des Warsteiner Sattels bis zum Kuckucksberg anzutreffen, wo sie ebenso wie die unterlagernden Schichten der höheren Adorf-Stufe faziell in die Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (Ostfazies) übergehen. In Form von Spezialmulden sind sie westlich des Eisenhammers und am Schorenberg vorhanden. Kleinere Vorkommen treten schließlich noch westlich der Kapelle Altenwarstein am Übergang zum Blattgebiet 4515 Hirschberg auf.

Aufschlüsse:

- Klippe an einem Feldweg, 400 m westlich des Schorenberges, R 53 730, H 02 080
- Straßenböschung am Fahrweg zwischen Romecke und der Schorenberg-Siedlung, R 54 260, H 02 730
- aufgelassener Steinbruch bei Romecke, 200 m südwestlich des Hahnskekopfes, R 53 830, H 03 010
- Hanganschnitt über dem Parkplatz des Gasthauses „Zum Wästertal“, R 54 310, H 03 150
- östlicher Uferweg entlang des Westerbaches zwischen Reckhammer und Puddelhammer, R 54 520, H 03 080 bis R 54 530, H 03 320
- Klippenzug oberhalb des Eisenhammers, 50 m westlich Höhenpunkt 340,0, R 54 680, H 03 120 bis R 54 610, H 03 100
- Klippen seitlich des von Suttrop zum Stillenbergskopf führenden Waldweges, 350 m südöstlich der Stillenberg-Kapelle, R 56 120, H 03 120

3.1.4.3. Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe (dn-w)

Älterer Enkeberger Kalk H. SCHMIDT 1922: 269
 Jüngerer Enkeberger Kalk H. SCHMIDT 1922: 277
 Dasberger Kalk H. SCHMIDT 1922: 282
 Enkeberger Kalk RICHTER 1936
 Dasberg G. RICHTER 1936
 Enkeberger Kalk MUCHOW 1965 (1965 a)
 Dasberger Kalk MUCHOW 1965 (1965 a)

Gesteine: Die Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe (Westfazies) setzen sich aus einer von Aufschluß zu Aufschluß rasch wechselnden Folge aus reinen Kalksteinen, Knollenkalksteinen, Kalkknotentonsteinen, Mergelsteinen und Tonsteinen zusammen, welche in unterschiedlichem Umfang verkieselt sind. Die Kalksteine weisen im frischen Zustand schwarzgraue, blaugraue, fleischrote und rostbraune Farben auf, sind oft weitständig geschiefert und plattig, fladenförmig, flaserig oder brotlaibförmig ausgebildet. Bei zunehmendem Tongehalt bestehen gleitende Übergänge zu Kalkknotentonsteinen und Mergelsteinen.

Allgemein gilt, daß die der Nehden- und Hemberg-Stufe angehörenden Gesteine durch graue, grauviolette und rot geflammte kompakte bis gut gebankte Kalksteine und Knollenkalksteine gekennzeichnet sind, während in der Dasberg- bis Wocklum-Stufe hellgraue, gelbbraun bis ockerig verwitternde, unregelmäßig gebankte grobknollige Mergelkalksteine vorherrschen. Bisweilen ist die Schichtung hier nur noch durch parallel angeordnete, in die Tonmatrix eingebettete faustgroße Kalksteinknollen angedeutet. In solchen Fällen sind zahlreiche Schieferungsbahnen entwickelt, die dem Gestein eine flaserige bis linsenförmige Textur verleihen.

Allen tonig-kalkigen Gesteinen ist gemeinsam, daß sie kramenzelartig verwittern. Die Bankmächtigkeiten schwanken durchschnittlich zwischen 5 und 30 cm, erreichen bei kompakten Lagen aber auch 1 m.

Knollenkalksteine und Kalknotentonsteine sind am Stillenberg stellenweise in derben Roteisenstein umgewandelt (Grube Martinus; s. Kap. 7. 1.1.). Die Erze gehen im Streichen rasch in das unveränderte Ausgangsgestein über, auch hält sich die Vererzung nicht an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau.

Fossilien: Besonders die kalkigen Gesteine enthalten zahlreiche Conodonten, Goniatiten, Clymenien, orthocone Cephalopoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Korallen und Crinoidenbruchstücke.

Altersstellung: Mit Hilfe der Conodontenchronologie ließ sich feststellen, daß die Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe in der Oberen *crepida*-Zone (do II) oder auch erst im Grenzbereich *crepida/rhomboidea*-Zone (do II α / do II β) einsetzen. Ferner konnten die *rhomboidea*-Zone (do II β), die *marginifera*-Zone (do II β / do III α) und die *velifer*-Zone bis zum untersten Teil der Oberen *velifer*-Zone (do III α bis do III β) belegt werden. Hingegen entzog sich der höchste, das do IV bis do VI umfassende Anteil des Oberdevons bisher weitgehend dem Nachweis (höherer Teil der Oberen *velifer*-Zone, *styriacus*-Zone, *costatus*-Zone). Nur im aufgelassenen Steinbruch am Stillenbergskopf (R 56 000, H 03 410) ergab sich für eine ca. 70 cm mächtige Folge blaugrauer Kalksteine ein die Mittlere bis den unteren Teil der Oberen *costatus*-Zone (do V/VI bis do VI) umfassendes Alter.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Übergangsbereich zwischen der unterlagerten Schichtenfolge, den Schichten der tieferen Nehden-Stufe, und den Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe ist meist schlecht aufgeschlossen oder gestört. Ein ungestörtes, den Grenzbereich umfassendes Profil bietet die Straßenböschung am Ostufer des Westerbaches nördlich des Eisenhammers (R 54 500, H 03 130 bis R 54 510, H 03 190).

Das Profil beginnt dort in einem aufgelassenen Steinbruch, in welchem blaugraue karbonatische, spröde splittende Bänder- und Kalkknotentonsteine anstehen. Im nördlichen Steinbruchabschnitt, also zum stratigraphisch Jüngeren hin, nehmen Größe der Kalkknollen und Kalkgehalt der die Knollen umgebenden Tonsteine beträchtlich zu (Obere *crepida*-Zone, do II α). Einige Zehner Meter weiter nördlich treten dann blaugraue kompakte Kalksteine auf (Obere *marginifera*-Zone, do II β / III α), die schon den Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe zuzurechnen sind.

Die Abgrenzung zu den hangenden kieseligen Gesteinen des Unterkarbons ist jederzeit gut durchführbar. Die Mächtigkeit der Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe beträgt 30 – 50 m.

Verbreitung: Die Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe ziehen sich am Nordflügel des Warsteiner Sattels vom Hahnskekopf bis Kuckucksberg hin, wo sie in die Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe der Ostfazies übergehen.

Teils sind sie spezialgefaltet und täuschen eine größere Mächtigkeit vor, teils sind sie auch an streichenden Störungen reduziert oder unterdrückt. Zwei kleinere verkieselte Vorkommen finden sich am Schorenberg. Ob die an der „Platte“ südwestlich Altenwarstein eingemuldeten, stark vererzten Kalksteine von geringmächtigen Schichten der höheren Adorf- und der tieferen Nehden-Stufe unterlagert werden, konnte bei der Kartierung nicht geklärt werden.

Aufschlüsse:

- alte Schürfgrube am östlichen Ufer des Westerbaches nördlich des Eisenhammers, R 54 510, H 03 190

- ehemaliger Festplatz (vormals Tagebau der Grube Martinus) 130 m nordnordwestlich der zur Stillenberg-Klinik gehörenden Kirche, R 55 330, H 03 140
- Gesteinsklippe, ca. 150 m nördlich der Stillenberg-Klinik, R 55 740, H 03 130
- von Waldweg angeschnittene Geländekuppe, unmittelbar nördlich der Stillenberg-Klinik, R 55 690, H 03 060
- aufgelassener Steinbruch am Stillenbergskopf, ca. 140 m östlich der Stillenberg-Kapelle, R 56 090, H 03 430
- aufgelassener Steinbruch am Stillenbergskopf, ca. 60 m südöstlich der Stillenberg-Kapelle, R 56 000, H 03 410

3.1.5. Ostfazies

Unter der Bezeichnung Ostfazies werden oberdevonische Schichten in vorwiegend karbonatischer Ausbildung im Hangenden der Styliolinen-Schichten zusammengefaßt, die von der Adorf-Stufe bis zur tieferen Wocklum-Stufe reichen.

Das größte zusammenhängende Gebiet befindet sich vorwiegend östlich der Glenne zwischen Kuckucksberg – Henschede und Mälers Länder – Kalvarienberg bis hin zum Kruhberg, Eulenspiegel und Kallenhardter Berg. Mit den Sedimenten der Ostfazies sind ferner Cephalopodenkalksteine vergleichbar, die am Südrand des Warsteiner Sattels zwischen Altenwarstein und Kallenhardt sowie im Belecker Sattel und am Scharfenberger Sattel erschlossen sind. Zur Entstehung und Abgrenzung der Ostfazies vergleiche Kapitel 5.

3.1.5.1. Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (da-w)

Enkeberger Kalk H. SCHMIDT 1922
Dasberger Kalk H. SCHMIDT 1922

Gesteine: Die karbonatische Fazies setzt in den oben genannten Verbreitungsgebieten nicht immer gleichzeitig ein. Über den verschiedenalten Gesteinen der Unteren Adorf-Stufe folgen meist mit deutlicher Grenze Kalksteine, die sich lithologisch nur wenig unterscheiden.

Die kalkigen Adorf-Schichten bestehen vorwiegend aus dünnbankigen hell- bis dunkelgrauen Kalkknoten- und Kalkknollentonsteinen. Diese sind meist lagig angeordnet oder regellos dicht an dicht gepackt, eingelagert in ein toniges bis feinschluffiges Bindemittel. Gelegentlich gehen die Kalkknoten- und Kalkknollenenlagen in geringmächtige Kalksteinbänke über, die nach den Seiten rasch auskeilen und die oben genannte Textur des Gesteins wieder annehmen. Aufgrund des hohen Carbonatgehaltes und der nur geringmächtig ausgebildeten tonigen und schluffigen Zwischenmittel ist eine deutliche Bankung nicht vorhanden. Ab der Unteren *crepida*-Zone, so im Steinbruch Kattensiepen, wird die Bankung zum Hangenden wesentlich deutlicher, hervorgerufen dadurch, daß nun zwischen den Schichten der Knollen- und Flaserkalksteine die geschieferten graugrünen Ton- und Schluffsteinzwischenmittel stärker hervortreten (Abb. 3). Diese Verhältnisse sind in der gleichen Entwicklung auf der Carbonatplattform nach Osten zu verfolgen. Wie im Steinbruch Kattensiepen sind im Steinbruch am Eulenspiegel die Gesteine in der gleichen Fazies ausgebildet. Noch weiter östlich, zwischen Kruhberg und Kalvarienberg, tauchen diese Schichten in gleicher fazieller Ausbildung nach Osten ab.

Besonders im Osten der Cephalopodenkalkplattform sind in diesen Gesteinen Mikro- und Makrospalten vorhanden, die verschiedene Streichrichtungen aufweisen. Die Makrospalten



Abb. 3 Dünngebankte oberdevonische Knollenkalksteine. Die schwarze Lage in der Mitte der Aufschlußwand ist der *annulata*-Horizont (doIV). Obere Sohle des Steinbruchs Kattensiepen, Südflanke des Kattensiepen-Sattels; R 57 980, H 03 750 (Foto: K. N. THOME, Februar 1971)

sind wie im Gebiet des Massenkalks vorwiegend quer zum Streichen in ac-Richtung angelegt, während die kleineren und die nur mikroskopisch sichtbaren Mikrospalten in bc-Richtung streichen. Alle Spaltenfüllungen in den Schichten der Ostfazies sind petrographisch unterschiedlich zum umgebenden Nachbargestein ausgebildet. Sie sind zum Teil tonig-schluffig, mit einer aus Crinoiden und Trilobiten bestehenden Fauna und einer Conodontenmischfauna, die sowohl ältere als auch jüngere Conodonten des umgebenden Gesteins enthalten. Weitere Besonderheiten kommen im Westteil des Scharfenberger Sattels vor. Dort sind nicht genauer datierbare Gesteine des Oberdevons (Nehden-Schichten und vermutlich höheres Oberdevon) in verkieselter Form erhalten (vgl. HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979: 77).

Auf dem oberdevonischen Massenkalk am Südrand der Carbonatplattform liegen lückenhaft Kalksteine, welche der Unteren Nehden-Stufe sowie der Dasberg- bis Wocklum-Stufe angehören. Sie treten meist in Form von Lesesteinen auf. Es handelt sich um graue Knollenkalksteine sowie blaugraue bis graugrüne Flaserkalksteine. Die Gesteine der Dasberg- und Wocklum-Stufe sind durch in schmutziggrüne Tonsteine eingelagerte Kalkknollenlagen gekennzeichnet. Die Kalksteine wurden schon von MUCHOW (1965 a: 22–23) sowie von UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982) beschrieben.

Im Belecker Sattel überlagern schwarze Ton- und Schluffsteine mit Kalksteinlinsen und Bändertonsteine den dort erbohrten Massenkalk (vgl. Kap. 3.1.1.). Darüber folgen in großer petrographischer Gleichförmigkeit Kalksteine, Knollenkalksteine und Kramenzelkalksteine mit Tonsteineinschaltungen. Im westlichen Provinzialsteinbruch Drewer belegen graue bis schwarzblaue, dichte, bituminöse, mit schwarzen Tonsteinen wechsellagernde Kalksteine den Horizont des Oberen Kellwasserkalkes (Östricher Kalk sensu H. SCHMIDT 1922: 267). Im

Steinbruch Kattensiepen und im Steinbruch am Eulenspiegel tritt im Bereich der Oberen *velifer*-Zone eine ca. 30–50 cm mächtige Lage von schwarzen tonig-schluffigen Gesteinen auf. Es handelt sich dabei um den *annulata*-Horizont, der eine markante Leitschicht in den Ablagerungen des karbonatischen Oberdevons darstellt (Abb. 3).

Fossilien: Die Makrofauna dieses Gebietes wurde ausführlich von H. SCHMIDT (1922: 262–292) beschrieben. Die Mikrofauna in den kalkigen Sedimenten besteht vorwiegend aus Conodonten, die häufig recht zahlreich auftreten und teilweise im Handstück erkennbar sind. Es wurden aus diesen Schichten zahlreiche Proben untersucht, wovon eine Auswahl in Tabelle 4 beschrieben wird. D. KORN (Sundern; schriftl. Mitt.) fand am Biesenberg bei R 59 980, H 03 480 in Schichten des do II *Cheiloceras* sp. und *Polonoceras planidorsatum* (MÜNSTER), in Schichten des do III *Genuclymenia frechi* WEDEKIND in solchen des do V/VI *Kosmoclymenia* sp. Eine ausführliche Beschreibung der Conodontenfaunen, besonders aus den Spalten der Schlagwasserbreccie, ist einer geplanten Veröffentlichung vorbehalten.

Altersstellung: Die Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe besitzen, wie es in Riffgebieten meistens der Fall ist, keine isochrone Auflagerungsfläche. Vielmehr lagern diese Gesteine unterschiedlich alten Schichten auf. Auf der Warsteiner Massenkalk-Fläche im Bereich des Hochbehälters von Kallenhardt konnten zwei Stellen mit einer Häufung von

Tabelle 4

Verbreitung und Einstufung einiger ausgewählter Conodontenfaunen der Warsteiner Carbonatplattform aus den Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (Ostfazies) und den Schichten der höheren Nehden- bis Wocklum-Stufe (Westfazies)

Fundort	Einstufung
R 57 980, H 03 750	Untere <i>crepida</i> -Zone bis <i>anchoralis/bilineatus</i> Interregnum
R 57 960, H 03 640	Obere <i>crepida</i> -Zone bis <i>anchoralis/bilineatus</i> Interregnum
R 58 410, H 03 480	Untere <i>gigas</i> -Zone (unterer Teil) bis Mittlere <i>asymmetricus</i> -Zone
R 59 500, H 03 260	<i>A.-triangularis</i> -Zone bis Obere <i>marginifera</i> -Zone
R 60 110, H 03 125	<i>A.-triangularis</i> -Zone (oberer Teil) bis Untere <i>gigas</i> -Zone
R 59 890, H 03 570	Untere bis Mittlere <i>styriacus</i> -Zone
R 61 370, H 04 140	Untere <i>marginifera</i> -Zone bis <i>anchoralis</i> -Zone
R 61 900, H 03 980	Untere <i>marginifera</i> -Zone
R 61 040, H 03 150	Mittlere <i>crepida</i> -Zone bis Obere <i>marginifera</i> -Zone
R 61 080, H 03 160	<i>anchoralis</i> -Zone
R 60 660, H 02 840	<i>A.-triangularis</i> -Zone bis Untere <i>gigas</i> -Zone (unterer Teil)
R 61 070, H 02 530	Obere <i>hermanni-cristatus</i> -Zone bis <i>anchoralis</i> -Zone
R 56 000, H 03 140	Mittlere <i>costatus</i> -Zone
R 53 710, H 06 470	Grenze <i>crepida</i> -Zone/ <i>rhomboidea</i> -Zone
R 54 430, H 06 480	Untere <i>marginifera</i> -Zone
R 59 620, H 01 180	Mittlere <i>costatus</i> -Zone bis Obere <i>costatus</i> -Zone (unterer Teil)
R 59 260, H 01 100	Untere <i>marginifera</i> -Zone
R 59 060, H 01 050	Untere <i>marginifera</i> -Zone
R 58 580, H 03 850	<i>rhomboidea</i> -Zone
R 58 610, H 03 370	Untere <i>P.-triangularis</i> -Zone
R 58 380, H 03 480	Obere <i>asymmetricus</i> -Zone bis Oberste <i>gigas</i> -Zone
R 61 600, H 04 100	Untere bis Mittlere <i>costatus</i> -Zone
R 61 600, H 04 100	<i>triangulus-triangulus</i> -Zone bis Untere <i>crenulata</i> -Zone
R 61 400, H 04 150	<i>triangulus-inaequalis</i> -Zone
R 61 400, H 04 150	Mittlere <i>velifer</i> -Zone

Cephalopodenkalksteinen kartiert werden. Sie liegen ohne die sonst üblichen Zwischenschichten direkt über dem Massenkalk (vgl. S. 25). Im Gegensatz dazu lagern nördlich Kallenhardt bei Schloß Körtlinghausen die Cephalopodenkalksteine unmittelbar den Flinz-Schichten auf. Nach der Conodontenstratigraphie beginnen sie dort mit der Mittleren *asymmetricus*-Zone. Die Untergrenze der kalkig-tonigen Gesteine ist also heterochron. Die Obergrenze dieser Schichten ist infolge der gleichbleibenden Ausbildung der Gesteine nur biostratigraphisch nachzuweisen. Nach den Conodontenbefunden fällt sie in die Mittlere *costatus*-Zone.

Im Belecker Sattel reicht das übrige anstehende, kalkige Oberdevon ausweislich seiner Conodontenfauna vom unteren Teil der Oberen *gigas*-Zone (do I γ / δ) bis zur Mittleren *costatus*-Zone.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zum Liegenden hin ist wegen der heterochronen und lithologisch verschiedenartigen Auflagerungsfläche sehr uneinheitlich. Durchgehende Profile sind nicht vorhanden. Zum Hangenden hin sind im Steinbruch Kattensiepen und im Steinbruch Eulenspiegel die Schichten mittels der Conodontenstratigraphie gut zu den überlagernden Sedimenten der Devon/Karbon-Übergangsschichten abzugrenzen. Die Mächtigkeit der Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe wird auf ca. 100 bis 120 m geschätzt.

Verbreitung: Die karbonatische Fazies des Oberdevons ist vor allem im östlichen Teil des Warsteiner Sattels verbreitet. Sie ist an ehemalige Schwellenregionen gebunden (vgl. Kap. 6.1.). Westlich der Glenne, im Bereich des Kuckucksberges, verzahnen sich die Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe der Ostfazies mit verschiedenalten Gesteinen der Westfazies (vgl. Kap. 3.1.4.).

Aufschlüsse:

- Steinbruch der Firma Risse am Kattensiepen, R 57 980, H 03 750 (zentraler Wert)
- Klippen am Petersstein, östlich von Schloß Körtlinghausen, R 59 500, H 03 260
- aufgelassener Steinbruch Eulenspiegel, R 61 370, H 04 140, (vgl. Abb. 9, S. 85)
- Klippenzone ca. 350 m nördlich des Kalvarienberges, R 61 040, H 03 150
- aufgelassener Steinbruch südlich der Platte, ca. 1 km südwestlich Altenwarstein, R 53 680, H 99 090
- Naturdenkmal „Külbe-Steine“, östlich des Kaiser-Heinrich-Brunnens, R 53 800, H 06 510 bis R 53 940, H 06 490
- aufgelassenes Schurfloch an der Belecker Kapelle, R 54 150, H 06 550
- aufgelassener Steinbruch an der Straßenkreuzung Drewer Weg / Effeler Weg, R 54 400, H 06 540
- westlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 54 980, H 06 750
- östlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 55 460, H 06 910

3.1.6. Südostfazies

Als Südostfazies werden die Gesteine der Schlagwasserbreccie angesprochen, deren Hauptverbreitungsgebiet sich auf der Kallenhardter Heide südlich und südöstlich von Kallenhardt erstreckt. Kleinere örtliche Vorkommen befinden sich ferner westlich des Hohlen Steins, beiderseits des Suttroper Weges, in einer Großspalte im Steinbruch Weiken bei Kallenhardt sowie in einem auf der geologischen Karte nicht ausgeschiedenen Bereich des Scharfenberger Sattels.

3.1.6.1. Schlagwasserbreccie (d-c)

Schlagwasserbreccie H. SCHMIDT 1922: 305 – 306

Schlagwasser-Brekzie STASCHEN 1968: 89 – 96

Schlagwasserbrekzie RITZEL 1972: 76

Schlagwasser-Breccie UFFENORDE 1976: 84

Gesteine: Die Schlagwasserbreccie vom locus typicus östlich des Gewässers Schlagwasser ist ein grau bis hellgraues Gestein, das als polymiktkonglomeratische Ablagerung in der südöstlichen Umrandung des Warsteiner Sattels auftritt. Dieses Sediment enthält in unterschiedlichem Umfang alle Sedimentanteile der Flinz-Schichten bis zu den unterkarbonischen Kieselschiefern (Abb. 4). Das Bindemittel der Schlagwasserbreccie ist vorwiegend kalkig und gelegentlich detritisch, mit Korngrößen bis zu 2 mm Durchmesser. Die Hauptbestandteile der Schlagwasserbreccie sind oberdevonische Kalksteine, die auf der Hochfläche des Massenkalks nur noch in wenigen Relikten nachzuweisen sind (vgl. S. 36).

In den Großspalten des Massenkalks, wie im Steinbruch Weiken bei Kallenhardt und im Steinbruch am Hessenkamp im Scharfenberger Sattel, sind Gerölle unterschiedlicher Rundung enthalten, die durchaus mit der Schlagwasserbreccie stratigraphisch zu verbinden sind. Im Gegensatz zu den Vorkommen, die außerhalb der eigentlichen Sattelbereiche liegen, zeigen sie den größten Gerölldurchmesser. In den Großspalten sind zum größten Teil Gerölle vorhanden, die bis kopfgroß werden können. Dieser Typ von Geröllen besteht vorwiegend aus Flinz-Schichten und Massenkalk. Verläßt man die Massenkalk-Plattform mit ihren Makrospalten, so kommen noch Bereiche mit unterschiedlich mächtiger Schlagwas-

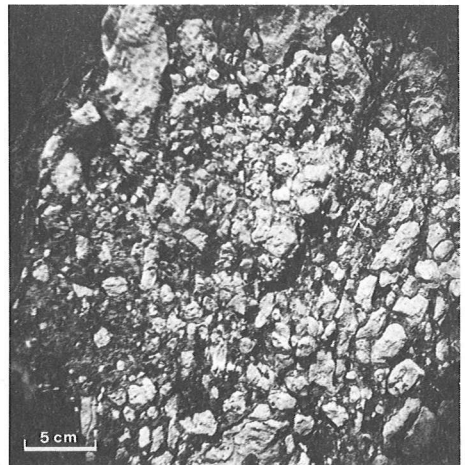
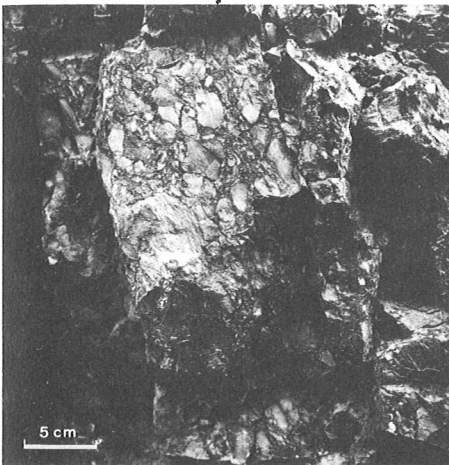


Abb. 4 Schlagwasserbreccie. Polymikte Breccie aus Cephalopodenkalkstein, untergeordnet Flinz-Schichten und Massenkalk mit tonig-mergeliger Matrix
links: Anschnitt an der Straße Kallenhardt – Nuttlar, südlich Kallenhardt bei R 60 200, H 01 510
rechts: Typuslokalität der Schlagwasserbreccie an der Straße Rüthen – Kallenhardt; R 60 790, H 02 090

serbreccie vor. Sie erstrecken sich vor allem nach Osten in Richtung des abtauchenden Warsteiner Sattels. Unmittelbar am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt befindet sich ein Profil, das mit Massenkalk beginnt, danach folgen wie im Normalprofil Flinz-Schichten, Styliolinen-Schichten und Cephalopodenkalkstein des kalkigen Oberdevons (hier bei Kallenhardt verkieselt, jedoch mit Makrofauna, die eine Zuordnung zum tieferen Oberdevon erlaubt). Darüber folgt die Schlagwasserbreccie mit einer Mächtigkeit von ca. 80 m. In diesem Profil südlich von Kallenhardt hat sich die Zusammensetzung der Gesteinskomponenten in der Schlagwasserbreccie grundsätzlich geändert. Dominant sind jetzt mehr oder weniger stark gerundete Gerölle von Cephalopodenkalkstein, während Gesteine der Flinz-Schichten und Massenkalk nur noch vereinzelt auftreten (Abb. 4).

Die Conodontenfaunen in den entnommenen Proben zeigen, daß eine stratigraphische Abfolge nicht zu erkennen ist. Vielmehr bilden die Conodonten in den einzelnen Proben eine Mischfauna, die vom tieferen Oberdevon bis zum Unterkarbon I reicht. Auffällig ist, daß nur wenige Conodonten der Hemberg-Schichten vorhanden sind. Das Profil wird nach Süden hin überlagert von kieseligen Gesteinen des Unterkarbons. Vermutlich bestehen die untersten Lagen der kulmischen Gesteine aus den Liegenden Alaunschiefern. Auffallend ist, daß in dem Geröllspektrum, besonders bei den Cephalopodenkalksteinen, Weichkalkgerölle vorkommen, die darauf hinweisen, daß der Transportweg nur eine kurze Strecke betrug.

Die geologische Kartierung ergab, daß die Schlagwasserbreccie in östlicher Richtung nur noch lückenhaft vorkommt und oft völlig fehlen kann. Dieses muß im Zusammenhang mit der Paläomorphologie der unterlagernden Fläche oder der unterschiedlichen Intensität der Suspensionsströme stehen.

Besonders aufschlußreich ist ein Steinbruch in der Schlagwasserbreccie an der von H. SCHMIDT (1922) aufgestellten Typuslokalität östlich Kallenhardt. Dort sind Massenkalk und stark verfaltete Flinz-Schichten aufgeschlossen, die direkt von der Schlagwasserbreccie überlagert werden (Abb. 5). Im Aufschluß zeigt sich deutlich, daß die Gerölle dieses Gesteins völlig gerundet sind und deutlich an Größe verloren haben. Ihr maximaler Durchmesser beträgt nur noch 3 bis 4 cm. Unmittelbar östlich der Schlagwasser, am Campingplatz von Kallenhardt, keilt die Schlagwasserbreccie aus. Wenige Meter Cephalopodenkalkstein enthalten in unterschiedlichen Abständen noch geringmächtige Lagen von Geröll, deren Durchmesser den Zentimeterbereich nicht mehr übersteigen.

Unklar bleiben nach KREBS & WACHENDORF (1979: 40 – 41) die Verhältnisse im Steinbruch am Fuße des Kalvarienberges. Zerscherte Flinz- und Cephalopodenkalksteinbänke, die zum größten Teil verkieselt sind, wurden von STASCHEN (1968) und UFFENORDE (1976) als sedimentäre Komponenten der Schlagwasserbreccie angesprochen. Nach den Ergebnissen der Kartierung sind Sedimentkomponenten, die in dieser Region der Schlagwasserbreccie zugeordnet werden können, nur noch schwer vorstellbar. Nach KREBS & WACHENDORF (1979) soll es sich bei diesem Vorkommen am Fuße des Kalvarienberges um Phacoide aus tektonisch zerscherten Kalksteinen handeln, die quasi in situ lagern. Eigenen Beobachtungen zufolge liegt am Kalvarienberg eine vollständige Schichtenfolge vor, die von den Flinz-Schichten bis zu den Kieselschiefern des Unterkarbons reicht. Dabei muß allerdings eingeschränkt werden, daß keine Makrofauna gefunden wurde, sondern lediglich Conodonten vorliegen. Dabei ergab sich, daß die oberdevonischen Conodonten vorwiegend in Spalten der Flinz-Schichten vorkommen. In der ca. 7 m mächtigen Abfolge der Gesteine, die die Phacoide enthalten, wurde aus dem tonigen bis schluffigen Bindemittel in verschiedenen Lagen eine Conodontenfauna gewonnen, die von der Mittleren *costatus*-Zone bis zur Unte-

ren *crenulata*-Zone reicht. Es liegt also an dieser Lokalität ein vollständiges Conodontenprofil von den Flinz-Schichten bis zu den kieseligen Gesteinen des Unterkarbons vor.

Nach der Kartierung hat sich ergeben, daß die Phacoidbildung nur auf ein kleines Areal des Blattgebietes Warstein beschränkt ist und außerhalb des Steinbruches am Fuße des Kalvarienberges nicht weiter zu verfolgen ist. Größere tektonische Bewegungen in Form von Überschiebungen sind für dieses Gebiet kaum anzunehmen.

Aus dem eingeebneten Unterkarbon-Areal beiderseits des Suttroper Weges westlich des Alten Feldes treten mehrere prägnante, im Streichen angeordnete Härtlingszüge hervor. Sie bestehen aus einer oligomikten Breccie. Nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) setzen sich die Bestandteile aus Lyditfragmenten von max. 6 cm Größe, kieseligen Tonsteinen und Gangquarzbruchstücken zusammen. Die dunkelgrauen bis schwarzen, aber auch hellen gebleichten Komponenten sind eckig bis schwach abgerundet. Der Gesamtquarzgehalt der Breccie schwankt zwischen 70 und 80 %. Das Bindemittel besteht neben dem vorwiegenden kryptokristallinen Quarz vor allem aus Hämatit, Goethit und Illit, wobei Goethit auch entlang illitreicher Lagen gelegentlich in die Lyditfragmente eindringt. Die räumliche Anordnung der einzelnen Komponenten zueinander läßt auf sedimentären Transport schließen. Der mangelhaften Rundung liegen ein nur geringer Transportweg und die hohe Gesteins Härte der Komponenten zugrunde. Die Breccien werden der Schlagwasserbreccie zugerechnet.

Sedifluktionen führten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer zu Gesteinen, die makroskopisch der Schlagwasserbreccie ähneln. Am Übergang von der unteren zur oberen Steinbruchsohle befinden sich Kramenzelkalkbänke, deren Knollen ein wirres Durcheinan-

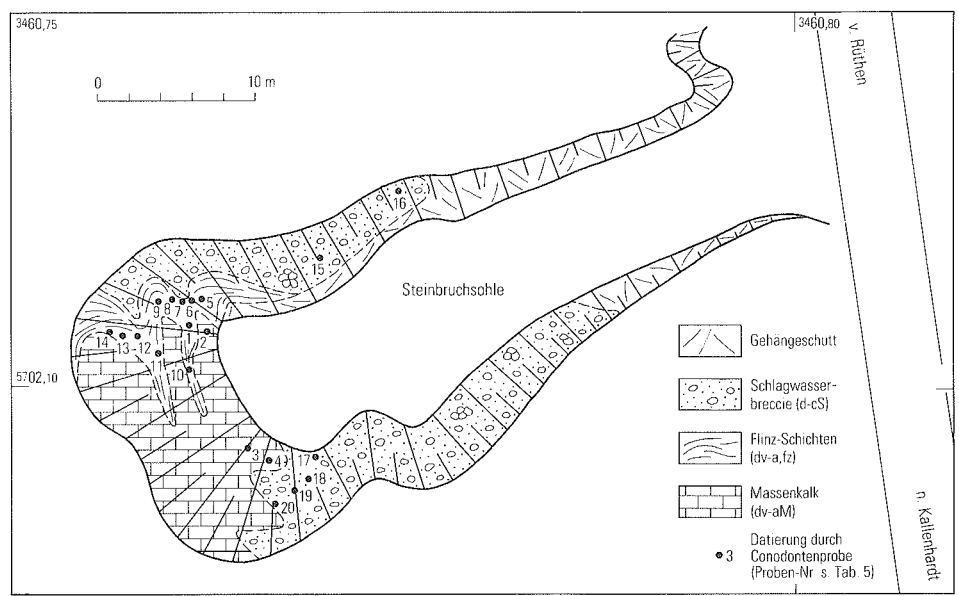


Abb. 5 Schlagwasserbreccie an der Typuslokalität; Straße Rüthen – Kallenhardt; R 60 790, H 02 090

der aufweisen (STASCHEN 1968: 85, Abb. 48). Größere zusammenhängende Bruchstücke leiten zum ungestörten Gesteinsverband über. Die Breccien kamen durch Gleitung des Sedimentes auf geneigter Unterlage zustande. Der laterale Transportweg ist gering; die Breccienbildung ist auf Einzelbänke, die im Liegenden und Hangenden von ungestörten Bänken umgeben werden, beschränkt. Die Breccien lassen sich nach Conodonten in die Untere *crepida*-Zone (do II α) einstufen.

Fossilien und Altersstellung: Die Fauna der Schlagwasserbreccie besteht ausschließlich aus Conodonten, wobei nicht entschieden werden kann, ob sie aus der Matrix oder den Kalksteinkomponenten stammen. Sie umfassen eine Conodontenfauna, die von der *hermanni-cristatus*-Zone (Grenze Mittel-/Oberdevon) bis zur Unteren *crenulata*-Zone (Unterkarbon II) reicht (vgl. Tab. 5).

Die Breccien beiderseits des Suttroper Weges westlich des Alten Feldes reichen von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II. Die oberdevonischen Conodonten müssen dem Bin-demittel entstammen. Einzelproben bei R 57 870, H 00 590; R 57 430, H 00 220; R 57 480, H00 560 erbrachten folgende Fauna:

Bispathodus stabilis (BRANSON & MEHL)
Protognathodus kockeli (BISCHOFF)
Pseudopolygnathus triangulus triangulus (VOGES)
Ancyrodella rotundiloba rotundiloba (BRYANT)
Hindeodella sp.
Ozarkadina sp.

Tabelle 5

Conodontenzonen in den Flinz-Schichten und der Schlagwasserbreccie
an der Typuslokalität an der Straße Kallenhardt – Rüthen bei R 60 810, H 02 120
(Probenbezeichnung vgl. Abb. 5)

Probe	Einstufung
1	Obere <i>hermanni-cristatus</i> - bis Mittlere <i>asymmetricus</i> -Zone
2	Mittlere <i>asymmetricus</i> - bis unterer Teil der Unteren <i>gigas</i> -Zone
3	Mittlere <i>asymmetricus</i> -Zone
4	oberer Teil <i>A.-triangularis</i> - bis Untere <i>gigas</i> -Zone
5	Mittlere bis Obere <i>asymmetricus</i> -Zone
6	<i>hermanni-cristatus</i> bis Untere <i>asymmetricus</i> -Zone
7	unterer Teil der Unteren <i>asymmetricus</i> -Zone
8	Untere <i>hermanni-cristatus</i> - bis unterer Teil der Untersten <i>asymmetricus</i> -Zone
9	<i>asymmetricus</i> -Zone
10	oberer Teil der <i>A.-triangularis</i> - bis Untere <i>gigas</i> -Zone
11	Mittlere bis Obere <i>asymmetricus</i> -Zone
12	Mittlere bis Obere <i>asymmetricus</i> -Zone
13	oberer Teil der <i>A.-triangularis</i> - bis unterer Teil der Unteren <i>gigas</i> -Zone
14	unterer Teil der Untersten <i>asymmetricus</i> -Zone
15	Untere <i>triangularis</i> - bis <i>velifer</i> -Zone
16	Untere <i>triangularis</i> - bis <i>velifer</i> -Zone
17	Grenze Mittlere/Obere <i>crepida</i> -Zone
18	<i>P.-triangularis</i> - bis Untere <i>crepida</i> -Zone
19	Mittlere <i>asymmetricus</i> - bis Obere <i>marginifera</i> -Zone
20	unterer Teil der Unteren <i>gigas</i> -Zone

Abgrenzung und Mächtigkeit: Zum Liegenden hin ist die Schlagwasserbreccie stratigraphisch nur schwer abzugrenzen, da sie in ihrem Verbreitungsgebiet verschiedenartigen Gesteinen auflagert. Der älteste stratigraphische Verband wurde im Steinbruch Weiken bei Kallenhardt nachgewiesen, wo direkt Schlagwasserbreccie aus Flinzkalk-Geröllen in Großspalten dem Massenkalk auflagert. Weiter östlich am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt ist die Unterlage der Schlagwasserbreccie bereits wesentlich jünger. Weiter nach Osten und Südosten ist die Sedimentabfolge des unterlagernden Gesteins nicht mehr auszumachen. Erst wieder an der Typuslokalität zeigt sich, daß hier die Schlagwasserbreccie den Flinz-Schichten zum Hangenden hin folgt.

Die überlagernden Schichten der Schlagwasserbreccie wurden lediglich im Profil südlich von Kallenhardt nachgewiesen, wo sie aus kieseligen Gesteinen des Unterkarbons (cd II α) bestehen. Im Bereich des Suttroper Weges wird die Schlagwasserbreccie von Flinz-Schichten unter-, von Kieselschiefern des cd II β/γ überlagert. Die Schlagwasserbreccie wird maximal 80 m mächtig.

Aufschlüsse:

- Steinbruch Weiken (zentraler Wert), R 59 000, H 01 750
- Profil an der westlichen Straßenseite am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt von R 60 200, H 01 510 bis R 60 190, H 01 620
- Typuslokalität der Schlagwasserbreccie, östlich von Kallenhardt, R 60 790, H 02 090
- Campingplatz von Kallenhardt, R 61 060, H 02 040

3.1.7. Südfazies

Der Südfazies werden Gesteine am Südrand der Nuttlarer Hauptmulde zugeordnet, die im Gegensatz zu den Schwellen- und Schwellenhangsedimenten in der Umgebung des Warsteiner, Belecker und Scharfenberger Sattels als typische Beckensedimente ausgebildet sind.

3.1.7.1. Adorf-Schichten (da)

Adorfer Schichten PAECKELMANN 1924
Adorf-Stufe EBERT 1961

Gesteine: An der Unterkante der Adorf-Schichten sind noch Sedimente ausgebildet, die geringmächtige teils bankige, teils brotlaibförmige, dunkelgraue bis schwarze sowie graue bis hellgraue, feinkörnige, tonige Kalksteine enthalten. Zum Hangenden hin nimmt die Zahl der Bänke ab, sie werden geringmächtiger und verschwinden schließlich. Stratigraphisch und petrographisch sind diese kalkigen Einlagerungen noch mit den Flinz-Schichten (s. Kap. 3.1.2.) in der Nähe der Riffkomplexe im Blattgebiet Warstein zu vergleichen. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse war es nicht möglich, hier die Basis und die Obergrenze der flinzähnlichen Gesteine zu bestimmen. Über den kalkigen Gesteinen, die gelegentlich auch mergelig ausgebildet sind, sind dunkelgraue bis schwarze, meist schwach bituminöse geschieferte Tonsteine mit einem erheblichen Pyritanteil vorhanden. Sie sind in unregelmäßigen vertikalen Abständen hellgebändert, wobei es sich bei den hellen Lagen um feinblättrige, tonige bis schwach schluffige Bänder handelt, die in ihrer Mächtigkeit 1 mm nicht übersteigen. Zum Hangenden hin nehmen die kalkigen Einlagerungen sporadisch ab, und es herrschen geschieferte Tonsteine vor. Diese Schichten sind dunkelgrau bis schwarz und hellgebändert, wobei die Bänder, die tonig bis schluffig sind,

eine Mächtigkeit von 1 – 5 mm nicht übersteigen. Das Gestein spaltet durchweg feinblättrig und ist dementsprechend leicht verwitterungsfähig. Oft deuten bräunliche Verwitterungsrinden auf zersetzten Pyrit hin. Eine lithologische, kartierfähige Untergliederung in Schichten der Unteren, Mittleren und Oberen Adorf-Stufe ist hier am Südostrand des Blattgebietes Warstein nicht möglich, da der untere Teil der Schichtenfolge noch durch flinzähnliche Schichten vertreten ist und die hangenden, kalkfreien Abschnitte meist ohne gute Aufschlüsse sind.

Fossilien: In den kalkigen und mergeligen Gesteinen kommen vorwiegend Conodonten neben Styliolinen und Tentaculiten vor. Die tonigen und schluffigen Sedimente in der unmittelbaren Nachbarschaft des Blattgebietes Warstein, im Blattgebiet 4616 Eversberg (EBERT 1961) und 4617 Brilon (PAECKELMANN 1924), enthalten vorwiegend Ostracoden.

Altersstellung: Die Schichten der Mittleren und Oberen Adorf-Stufe konnten in unmittelbarer Blattnähe im südlich anschließenden Blattgebiet 4616 Eversberg (EBERT 1961: 36, 37) durch Conodonten und Ostracoden belegt werden. Eine gleiche Alterseinstufung ist deswegen für die unmittelbar im Streichen vorkommenden Schichten im Blattgebiet Warstein ebenfalls anzunehmen. Ostracoden der Unteren Adorf-Stufe wurden im Blattgebiet Warstein auch in Lesesteinen nicht gefunden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung der Schichten der Adorf-Stufe zum Liegenden bleibt unklar, da weder typische Flinz-Schichten (vgl. Kap. 3.1.2.) noch ähnliche stratigraphische Äquivalente aufgeschlossen sind. Der stratigraphische Übergang zum Hangenden ist lithologisch ebenfalls undeutlich, aber durch einen merklichen Farbwechsel (die vorwiegend dunkelgrauen bis schwarzen geschieferten Tonsteine gehen in graugrüne Gesteine über) angezeigt. Ebenfalls ist der biostratigraphische Wechsel der Ostracodenfauna sehr markant. Die Mächtigkeit der Adorf-Schichten (Südfazies) wird aufgrund der Ausstrichbreite und der nur mangelhaften Aufschlüsse auf ca. 30 – 50 m geschätzt.

Verbreitung: Die Adorf-Schichten bilden, orographisch eingeebnet, die südöstliche Ecke des Blattgebietes Warstein als Teil eines schmalen Streifens, der sich vom Blattgebiet 4616 Eversberg über das Blattgebiet Warstein zu den Bereichen der Blätter 4517 Alme und 4617 Brilon erstreckt. Gute Aufschlüsse sind nicht vorhanden.

3.1.7.2. Nehden-Schichten (dn, t)

Nehdener Schichten PAECKELMANN 1924

Nehdener Schichten PAECKELMANN 1936

Nehden-Stufe EBERT 1961

Gesteine: Ohne scharfen petrographischen Übergang folgen am Südostrand der Nuttlarer Hauptmulde die Gesteine der Nehden-Schichten über den Ablagerungen der Adorf-Schichten. Die Abfolge besteht meist aus einer eintönigen Gesteinsserie, die vorwiegend von graugrünen, graublauen und dunkelgrauen, tonigen geschieferten Tonsteinen gebildet wird. Feinschluffige bis schluffige Gesteine sind den geschieferten Tonsteinen eingelagert. Die vertikalen Abstände der hellgebänderten Tonsteine zueinander sind meist unregelmäßig und betragen stellenweise bis zu 10 cm. Auffällig ist, daß die harten und lagenweise spröden geschieferten Tonsteine nur sehr wenig Glimmer enthalten, wie es sonst für die Ablagerungen der Nehden-Schichten typisch ist. Daher weisen sie zu den gleichalten Gesteinen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges deutliche Unterschiede auf. Die hellen Bänder zeigen bei Wülffe und auf dem südlich anschließenden Blattgebiet 4616

Eversberg oft – trotz ihrer Geringmächtigkeit – Anlagerungsgefüge auf kleinstem Raum. Zum Hangenden werden die geschieferten Tonsteine und besonders die hellen, geringmächtigen Bänder merklich carbonatreicher und zeigen dann eine lagenweise ockerfarbige bis dunkelbraune Anwitterung.

Auffällig ist, daß zum Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges hin innerhalb der Nehden-Schichten die sandigen Einlagerungen ständig zunehmen und kartierfähige Einheiten bilden (GK 25: 4817 Hallenberg, GK 25: 4717 Niedersfeld). Wie im Blattgebiet Warstein konnten sandige Einlagerungen jedoch auch in dem östlich anschließenden Blattgebiet 4517 Alme nicht nachgewiesen werden. Aus diesem Grund war es auch nicht möglich, eine Untergliederung der Nehden-Schichten auf der vorliegenden geologischen Karte durchzuführen.

Fossilien: Ostracoden, Conodonten, *Guerichia venusta* (MÜNSTER). Die Ostracoden sind besonders bei R 64 350, H 96 320 in einem vorzüglichen Erhaltungszustand und bestehen vorwiegend aus Formen der *Entomozoe*-Gruppe wie *Entomozoe (Richteria) serratostrata* (SANDBERGER), *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* (MATERN), *Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina* (MATERN).

Altersstellung: Die Nehden-Schichten (Südfazies) sind biostratigraphisch nach RABEN 1954: 201–205 durch die Lebensdauer von *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* (MATERN) begrenzt. Weiterhin ist die Altersstellung der Nehden-Schichten durch das häufige Vorkommen von *Entomozoe*-Arten aus der *serratostrata*-Gruppe gekennzeichnet.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zu den unterlagernden Adorf-Schichten ist lithologisch unklar, da die Schichten im Grenzbereich zwischen Adorf- und Nehden-Schichten vorwiegend aus gebänderten, geschieferten Tonsteinen bestehen, die sich in ihrer Ausbildung nur wenig unterscheiden. Wichtig für die Grenzziehung sind in dieser Gegend lediglich die bereits erwähnten Faunen. Die unteren Abschnitte werden fast ausschließlich von *Entomozoe*-Arten aus der *serratostrata*-Gruppe beherrscht. Weiterhin ist für die biostratigraphische Grenzziehung das Einsetzen von *Guerichia venusta* (MÜNSTER) von Bedeutung.

Die Mächtigkeit ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse und vermutlichen Spezialfaltung nicht genau zu ermitteln. Sie dürfte jedoch aus Vergleichen mit den Nachbargebieten 50 m nicht übersteigen, besonders aus dem Grund, da die bankigen sandsteinhaltigen Einlagerungen in diesem Sedimentationsgebiet fehlen.

Verbreitung: Die Nehden-Schichten bilden auf der Südostflanke der Nuttlarer Hauptmulde einen schmalen Streifen zwischen den Adorf- und den Hemberg-Schichten. Im Streichen sind die Nehden-Schichten leicht vom Blattgebiet 4616 Eversberg über den Blattbereich Warstein zum Blattgebiet 4517 Alme zu verfolgen.

Aufschlüsse:

– Steinbruch südlich der Altenbürener Mühle, R 65 110, H 97 420

3.1.7.3. Hemberg-Schichten (dh)

Hemberg-Stufe PAECKELMANN 1924
Hemberg-Stufe H. SCHMIDT 1924
Hembergsschichten PAECKELMANN 1936
Hemberg-Stufe EBERT 1961

Gesteine: Der untere Teil der Hemberg-Schichten besteht aus graugrünen bis grün-grauen geschieferten Tonsteinen, gelegentlich gehen die Tonsteine in gleichgefärbte Schluffsteine über. Im Gegensatz zu den oberen Abschnitten der Nehden-Schichten zeigen die geschieferten Ton- und Schluffsteine der Hemberg-Schichten keine ausgeprägte Bänderung mehr. Für diesen geringmächtigen unteren Teil der Hemberg-Schichten wird eine Mächtigkeit von ca. 5–8 m angenommen.

Die typischen Gesteine der Hemberg-Schichten wurden früher als „Foßley“ (= Rotfels) bezeichnet. Darunter versteht man eine Wechsellagerung von vorwiegend roten und grünen, schwach glimmerhaltigen, geschieferten Ton- und Schluffsteinen. Mächtigkeit und Abstand der roten und grünen Gesteine sind in der Regel gleichmäßig über das Profil verteilt. Millimeterdünne hellgraue bis graue, feinkörnige Schluffsteine sind vorwiegend den grünen Ton- und Schluffsteinen eingelagert. Kalkknoten und -knollenlagen kommen vor allem in den roten Sedimenten vor. Der Abstand dieser Lagen beträgt meist 3–5 cm, kann jedoch auch mehr betragen, da teilweise dezimetermächtige Partien keinerlei Carbonate enthalten. Die Kalkknoten und -knollen sind meist ellipsoidisch geformt und in die Schieferung eingeregelt. Ihr Durchmesser reicht von 3–5 cm. Die kalkigen Einlagerungen besitzen meist einen langen Durchmesser von 3–5 cm. Sie sind stets heller gefärbt als das umgebende Nachbargestein. Oft können sie lagig angeordnet sein, keilen jedoch häufig nach den Seiten schnell aus. Treten die Kalkknoten- und Knollenlagen besonders häufig auf, neigen die Gesteine zur Klippenbildung, wobei sich die Klippen meist über mehrere Zehner Meter erstrecken.

Fossilien: Die Ton- und Schluffsteine der Hemberg-Schichten enthalten lagenweise zahlreiche Ostracoden der Arten *Entomozoe* (*Richterina*) *serratostrata* (SANDBERGER), *Richterina* (*Richterina*) *striatula* (REINH. RICHTER) und *Richterina* (*Richterina*) cf. *tenuistriata* (KUMMEROW).

Auffällig ist, daß die bisher genannte Ostracodenfauna meist nur in den roten Ablagerungen zu finden ist. Dagegen ist die Muschel *Guerichia venusta* (MÜNSTER) besonders in den graugrünen bis grüngrauen geschieferten Ton- und Schluffsteinen häufig. Ihre Verbreitung läßt jedoch keine stratigraphische Aussage über das Alter der Schichten zu.

Eine spärliche Conodontenfauna fand sich besonders in den Kalkknoten und -knollen der roten Ton- und Schluffsteine. Neben vielen Durchläuferformen trat vereinzelt die Conodontenart *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER auf, die ein typisches Leitfossil für die Hemberg-Schichten darstellt.

Altersstellung: Biostratigraphisch wird nach RABIEN (1954: 205–208) als Hemberg-Schichten der Zeitraum verstanden, der durch die Lebensdauer der Ostracoden-Untergattung *Richterina* (*Fossirichterina*) gekennzeichnet ist. Die *Entomozoe*-Arten der Nehden-Schichten sind ausgestorben, die in den Dasberg- und Wocklum-Schichten auftretenden Arten kommen noch nicht vor.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zu den liegenden Nehden-Schichten ist bei der Kartierung an den markanten Farbumschlag von den liegenden graugrünen und grüngrauen geschieferten Ton- und Schluffsteinen zu den roten und grünen gleichartigen Gesteinen der Hemberg-Schichten gelegt worden. Zum Hangenden hin ist die Abgrenzung sehr schwierig, wie dies schon aus der geologischen Karte von Blatt 4616 Eversberg ersichtlich ist, wonach die Hemberg-Schichten bis an die kieseligen Gesteine ohne Störung heranreichen sollen, aber keine Gründe für eine Diskordanz oder Transgres-

sion genannt werden. Nach dem faunistischen Anteil liegt jedoch eine Faziesverzahnung vor, die von den Hemberg-Schichten in der Foßley-Fazies bis zur Wocklum-Stufe reicht. Natürlich tritt das nur lokal auf, so daß von einer generellen Faziesverschiebung am Nordwestrand der Nuttlarer Hauptmulde nicht gesprochen werden kann.

Die Mächtigkeit der Hemberg-Schichten liegt bei ca. 50 m, was durch ein biostratigraphisch gesichertes Profil südöstlich der Scharfenberger Mühle belegt werden konnte.

Verbreitung: Die Hemberg-Schichten treten nur in einem relativ schmalen Ausstrich in der Südostecke des Blattgebietes auf. Eine Spezialfaltung dieser Schichten kann nicht ausgeschlossen werden, sie läßt sich jedoch mangels guter Aufschlüsse nicht nachweisen.

Aufschlüsse:

- Wegeböschung ca. 400 m südöstlich der Altenbürener Mühle, R 64 980, H 65 600

3.1.7.4. Dasberg-Schichten (dd)

Dasbergsschichten PAECKELMANN 1936

Dasberg-Schiefer KRONBERG 1958

Dasberg- und Wocklum-Stufe EBERT 1961

Gesteine: Die Gesteine der Dasberg-Schichten bestehen in der Regel aus milden oder festeren grauen bis grünlichgrauen geschieferten Tonsteinen. Oft zeigen diese Ablagerungen helle, schwach schluffige Bänder. Die Bänderung übersteigt in ihrer Mächtigkeit selten den Millimeterbereich. Besonders auffällig bei den Ablagerungen der Dasberg-Schichten sind Einlagerungen von roten und grünen Ton- und Schluffsteinen, die im geschieferten Zustand von den Gesteinen der roten und grünen Hemberg-Schichten nur faunistisch abzutrennen sind. Besonders am Profil südöstlich der Altenbürener Mühle bei R 64 380, H 65 600 kommt das deutlich zum Ausdruck. In diesem Profilabschnitt enthalten die roten und grünen Gesteine zahlreiche Kalkknoten und -knollen, die nach Conodonten ein Dasberg-Alter dieser Schichten belegen. Die Gesteinstypen zwischen Hemberg- und Dasberg-Schichten unterscheiden sich lediglich in der Fauna und nicht lithologisch. Die Kalkknoten- und -knollenschiefer entsprechen denen der Hemberg-Schichten. Neben den roten und grünen Gesteinen treten auch in den Dasberg-Schichten Gesteine auf, die keinerlei Buntfärbung erkennen lassen. Diese gleichalten Gesteine weisen eine erheblich höhere Mächtigkeit auf als die buntgefärbten Schichten.

Fossilien: Die Kalkknoten und -knollen enthalten gelegentlich Conodonten, die geschieferten Ton- und Schluffsteine führen hin und wieder schlechterhaltene, unbestimmbare Ostracoden.

Altersstellung: Die Untergrenze der Dasberg-Schichten wird faunistisch markiert durch das Auftreten der Ostracode *Richterina (Maternella) hemisphaerica* (REINH. RICHTER), während ihre Obergrenze durch das Aussterben von *Richterina (Maternella) dichotoma* (PAECKELMANN) bestimmt ist.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zu den Hemberg-Schichten ist lithologisch nur schwer durchführbar, da gerade an der Untergrenze der Dasberg-Schichten geringe petrographische Unterschiede zum Liegenden bestehen. Die gleichen Probleme bestehen zu den hangenden Schichten, da sie teilweise in der gleichen Fazies ausgebildet sind. Nicht umsonst sind die im südlich anschließenden Blattgebiet 4616 Eversberg vorkommenden Gesteine in Foßley-Fazies bis an die Schichten des Unterkarbons herangezogen worden.

Verbreitung: Die Gesteine der Dasberg-Schichten bilden einen schmalen Streifen in der Südostecke des Blattgebietes Warstein am Südostrand der Nuttlarer Hauptmulde.

Aufschlüsse:

- Profil südöstlich der Scharfenberger Mühle, R 65 000, H 96 620

3.1.8. Devon/Karbon-Übergangsschichten (dw-c1)

Dasberger Kalk, Etroeungt H. SCHMIDT 1922: 282 – 299

Hangenbergsschichten ZIEGLER 1962

Wocklumer Stufe, Gattendorfia-Stufe STASCHEN 1968

Gesteine: Im Blattgebiet Warstein sind die Gesteine der Devon/Karbon-Übergangsschichten in zwei deutliche Faziesbereiche zu untergliedern. In der Südostecke des Blattgebietes, wo Beckenfazies vorherrscht, werden die Dasberg-Schichten und Ablagerungen der tieferen Wocklum-Schichten von geringmächtigen Gesteinen überlagert, die vorwiegend aus olivgrünen geschieferten Ton- und Schluffsteinen bestehen. Gelegentlich sind bei der Lesesteinkartierung in diesem Gebiet noch Gesteine aufzufinden, die in der Ausbildung der „Fossley“-Fazies das gesamte höhere Oberdevon und Teile des Unterkarbons I mit umfassen. Diese Faziesabweichung zeichnet sich bereits im Blattbereich 4616 Eversberg ab (EBERT 1961). Gleiche Gesteine ohne Rotfärbung sind in den vorwiegend karbonatischen Gesteinen nördlich von Schloß Körtinghausen zu finden, ohne jedoch wie in der Südostecke des Blattgebietes geschlossene Profile zu liefern.

Eine abweichende Entwicklung zeigt der Grenzbereich Devon/Karbon im Gebiet der Cephalopodenkalkstein-Plattform. Im Steinbruch am Kattensiepen an der Straße Suttrop-Rüthen ist ein durchgehendes Profil dieser Schichten aufgeschlossen. Die gesamte Abfolge beginnt mit Cephalopodenkalksteinen, die zur *crepida*-Zone gehören, und endet mit dem Kulm-Kieselkalk, der in das *anchoralis/bilineatus*-Interregnum zu stellen ist (vgl. Kap. 3.2.2.). Die Schichten beginnen in der Mittleren *costatus*-Zone in Cephalopodenkalkstein-Fazies (die Obere *costatus*-Zone konnte in dieser Ausbildung nicht nachgewiesen werden). Darüber folgen die Hangenberg-Schichten, beginnend mit ca. 70 cm mächtigen geschieferten Ton- und Schluffsteinen, vorwiegend grau gefärbt, glimmerhaltig und teilweise schwach karbonatisch. Sie verwittern an der Basis bräunlich und gehen zum Hangenden hin in einen schluffigen unreinen Kalkstein über. Darüber folgen ca. 70 cm Kalkstein, ebenfalls unrein, jedoch teilweise knollig ausgebildet. Diese knolligen Kalksteine enthalten eine Conodontenfauna, die von der *sulcata-kockeli*-Zone bis zur *triangulus-triangulus*-Zone reicht. Conodonten der Oberen *costatus*-Zone sowie die *Protognathodus*-Fauna konnten nicht nachgewiesen werden.

Im aufgelassenen Steinbruch Eulenspiegel ist ein lückenloses Profil, bestehend aus Cephalopodenkalksteinen von der Unteren *marginifera*-Zone bis zur *anchoralis*-Zone, aufgeschlossen. Lediglich, wie schon im Steinbruch Kattensiepen, ist auch hier das allerhöchste Oberdevon nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Über dem unteren Teil der Oberen *costatus*-Zone folgen mit scharfer Grenze ca. 50 cm dunkelgraue bis olivgrüne geschieferte Tonsteine. Vermutlich bilden sie die Basis der Hangenberg-Schichten. Darüber folgt mit ebenfalls scharfer Grenze ca. 1,2 m grauer bis hellgrauer, zentimeter- bis dezimetergebänkter, feinkörniger, teilweise schwach mergeliger Kalkstein, der dem Hangenberg-Kalk entspricht. Stratigraphisch reicht dieser Kalkstein von der *sulcata-kockeli*-Zone bis zur *triangulus-triangulus*-Zone. Dieses Sediment wird von kieselligen Gesteinen des Unterkarbons überlagert, die vermutlich dem tieferen Teil der *anchoralis*-Zone angehören. Gleiche Verhältnisse

liegen an den Klippen des Kalvarienberges vor. Lediglich die Hangenberg-Schiefer sind nicht vollständig aufgeschlossen. Stratigraphisch reicht dieses Profil von der Mittleren *crepida*-Zone bis zur *triangulus-triangulus*-Zone.

In den Provinzialsteinbrüchen Drewer sind die tieferen Wocklum-Schichten durch den 3 m mächtigen gebankten bis knollig sich auflösenden blaugrauen Wocklumer Kalkstein repräsentiert. Darüber folgen Schwarzschiefer und teils sandige, glimmerhaltige und pyrit-führende, teils knollenführende splitterige Tonsteine (vgl. Abb. 6). Dieser maximal 3 m umfassende Horizont ist von Aufschluß zu Aufschluß starken Mächtigkeitschwankungen ausgesetzt. Der unterkarbonische Anteil enthält den *Gattendorfia*- oder Hangenberg-Kalk (= *Dechenella*-Bank sensu H. SCHMIDT 1922), welcher mit Kalkknollentonsteinen wechsel-lagert. Der im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer durch zahlreiche Fossilquerschnitte gekennzeichnete *Gattendorfia*-Kalkstein wird von grauen Splitterschiefern überlagert (vgl. Abb. 6). Am Stillenbergskopf sind in der Nähe der Kapelle bei R 56 000, H 03 410 einige

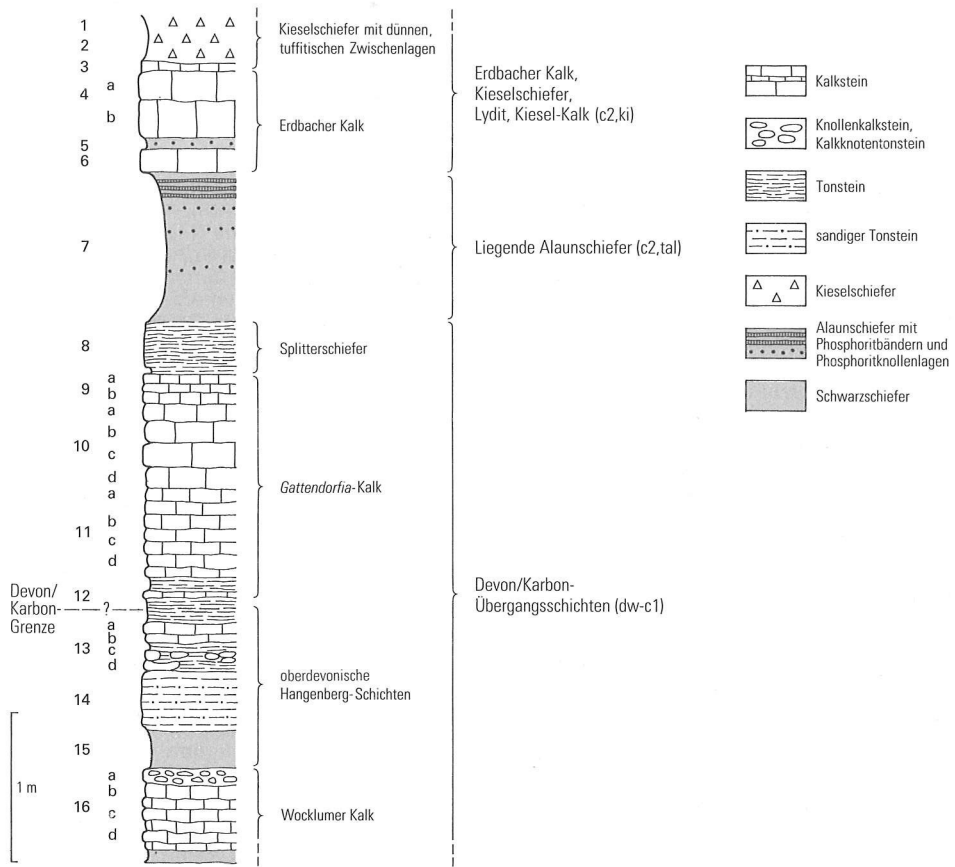


Abb. 6 Devon/Karbon-Übergangsschichten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer; Nordwestwand; R 55 460, H 06 910 (Profilaufnahme und Numerierung nach ZIEGLER 1971)

Dezimeter olivgrüne bis graue glimmerführende Schluffsteine erschlossen, welche Kalksteine der Oberen *costatus*-Zone (do VI) überlagern.

Fossilien: Die klastischen Gesteine in der Südostecke des Blattgebietes enthalten in Lesesteinen vorwiegend Ostracoden und seltener Conodonten, die nicht mehr körperlich erhalten sind. Nördlich von Schloß Körtinghausen sind Fossilien in der gleichen Ausbildung nochmals vorhanden, hier sind allerdings diese klastischen Sedimente Cephalopodenkalksteinen eingelagert. Cephalopodenkalksteine der Devon/Karbon-Übergangsschichten enthalten vorwiegend Conodonten. In den wenigen Dezimetern der Hangenberg-Schiefer wurden sowohl Conodonten als auch Ostracoden nachgewiesen, ohne genauere Aussagen über die genaue Lage der Grenze Devon/Karbon machen zu können. Nach D. KORN (Sundern; briefl. Mitt.) wurde aus den Grenzschiefern Devon/Karbon vom Kalvarienberg bei R 61 050, H 03 130 aus dem do VI folgende Fauna aufgefunden:

Kosmoclymenia undulata (MÜNSTER), *Kosmoclymenia* n. sp., *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER), *Cymaclymenia costellata* (MÜNSTER), *Kalloclymenia subarmata* (MÜNSTER), *Phacops granulatus* (MÜNSTER), *Perliproetus marginatus* (MÜNSTER), *Archegonus* (*Waribole*) *warsteinensis* RUD. & E. RICHTER, *Pseudowaribole* (Ps.) *octofera* RUD. & E. RICHTER

SCHINDEWOLF (1923, 1927), H. SCHMIDT (1922) und D. KORN (mdl. Mitt.) gewannen aus dem östlichen Provinzialsteinbruch Drewer eine reiche Makrofauna.

Aus dem Oberdevon stammen: *Kosmoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND), *Kosmoclymenia sublaevis* (MÜNSTER), *Kosmoclymenia similis* (MÜNSTER), *Kosmoclymenia* n. sp. KORN, *Kosmoclymenia* sp., *Cymaclymenia costellata* (MÜNSTER), *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER), *Cymaclymenia euryomphala* SCHINDEWOLF, *Glatziella glaucopis* RENZ, *Glatziella* cf. *minervae* RENZ, *Wocklumeria plana* SCHINDEWOLF, *Wocklumeria sphaeroides* (RICHTER), *Cymaclymenia* sp., *Kalloclymenia* cf. *wocklumensis* LANGE, *Kalloclymenia subarmata* (MÜNSTER), *Cyrtoclymenia* cf. *angustiseptata* (MÜNSTER), *Parawocklumeria paradoxa* (WEDEKIND), *Cryphops*? *wocklumeriae* RUD. & E. RICHTER, *Chaunoproetus tietzei* (RUD. & E. RICHTER), Guerichien der *venusta*-Gruppe.

Aus dem Unterkarbon stammen: *Gattendorfia* cf. *subinvoluta* (MÜNSTER), *Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF), *Acutimitoceras substriatum* (MÜNSTER), *Archegonus* (*Phillibole*) *drewerensis* (RUD. & E. RICHTER), *Cardiola* sp.

Altersstellung: Nach der Conodontenstratigraphie reichen die Devon/Karbon-Übergangsschichten von der Mittleren *costatus*-Zone bis zum Ende der *triangulus-triangulus*-Subzone des Unterkarbons I. Eine genaue Festlegung der Grenze Devon/Karbon ist bisher nicht möglich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die klastischen Gesteine in der Südostecke des Blattgebietes bieten nur wenig Möglichkeiten, die Devon/Karbon-Übergangsschichten zum Liegenden hin abzugrenzen, da sie lithologisch ohne erkennbare Grenze aus den Dasberg-Schichten hervorgehen. Die Hangenberg-Schichten sind hier in ihrer typischen Form als Hangenberg-Schiefer und Hangenberg-Kalk nicht ausgebildet. Lediglich in bestimmten Lesesteinen ließen sich Hinweise auf die Hangenberg-Schiefer erkennen. Anders dagegen sind die Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der Cephalopodenkalksteine. Dort ist die Untergrenze dieser Abfolge deutlich durch die Conodonten auszumachen, besonders durch Formen, die die Mittlere *costatus*-Zone anzeigen. Der Nachweis der Oberen *costatus*-Zone war in den vorher genannten Profilen nicht immer möglich. Der *costatus*-Zone lagern in den vollständig aufgeschlossenen Profilen unmittelbar die Hangenberg-Schiefer und Hangenberg-Kalke auf.

Die Mächtigkeit für die Devon/Karbon-Übergangsschichten beträgt ca. 10 – 15 m. In den Provinzialsteinbrüchen Drewer umfassen die Devon/Karbon-Übergangsschichten etwa 9 – 10 m.

Verbreitung: In der Südostecke des Blattgebietes zwischen Esshoff und Altenbüener Mühle, am Nordflügel des Belecker Sattels sowie am Südflügel des Warsteiner Sattels zwischen westlichem Blattrand und Haus Widey wurden die Devon/Karbon-Übergangsschichten als geringmächtiges Schichtenband ausgeschieden. Hingegen konnten im Bereich des nördlichen Sattelrahmens und im Faltengebiet zwischen Kalvarienberg und Stötenberg auf der geologischen Karte nur punktuell einige Vorkommen eingetragen werden.

Aufschlüsse:

- Steinbruch der Firma Risse am Kattensiepen, östlich der Straße Suttrop – Rüthen, R 57 980, H 03 750
- Steinbruch am Eulenspiegel, westlich der neuen Straße von Rüthen nach Nuttlar, R 61 420, H 04 120
- Klippen am Kalvarienberg, R 61 080, H 03 160
- westlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 54 980, H 06 750
- östlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 55 460, H 06 910

3.2. Karbon

Unterkarbon (Dinantium)

3.2.1. Liegende Alaunschiefer (c2,tal)

Alaunschiefer H. SCHMIDT 1922: Taf. 13, Fig. 3
Hauptphosphoritlage STASCHEN 1968
Liegende Alaunschiefer STRUCKMEIER 1982

Da die Liegenden Alaunschiefer des Warsteiner Raumes in Mächtigkeit und Ausbildung von den sonstigen Vorkommen des nordöstlichen Sauerlandes abweichen, wurde für sie der Name „Hauptphosphoritlage“ vorgeschlagen (STASCHEN 1968: 15). Nachdem die Conodontenfunde belegen konnten, daß die Hauptphosphoritlage als örtliche Sonderfazies stratigraphisch die Liegenden Alaunschiefer vertritt, wird es für sinnvoll angesehen, für sie die Bezeichnung „Liegende Alaunschiefer“ beizubehalten.

Gesteine: Grauen, dunkelgrauen, schwarzen bis grünlichen, zum Teil feinblättrigen Tonsteinen sind harte Phosphoritlagen und dünne, weiche, braune, hellbraune und grünliche, stellenweise schluffig-feinsandige und geschichtete Tuffite zwischengelagert. Dadurch erhalten die Liegenden Alaunschiefer ein feinstreifiges Aussehen. Sie verwittern fahlgrau, beige, gelbbraun und bewahren oft nur noch im Kern eine tintenschwarze Farbe.

Phosphoritknollen von 1 – 2 cm Durchmesser treten allenthalben in den Liegenden Alaunschiefern auf. Schon an der Basis ist stellenweise ein Knollenhorizont anzutreffen. Besonders im höheren Teil treten mehrere Lagen mit Phosphoritknollen, Phosphoritbändern, Pyrit und Toneisenstein auf. Die Toneisensteine sind karminrot, im angewitterten Zustand hellgelb gefärbt, knollig und eisenreich.

Nach STRUCKMEIER (1974, 1982) setzt sich der Mineralbestand der Phosphoritknollen fast ausschließlich aus Apatit, Kollophan (= krypto- bis mikrokristalliner Apatit) und Quarz

zusammen. An den Knollen ist schon makroskopisch eine durch helle und dunkle Lagen hervorgerufene Zonierung zu erkennen. In den dunklen Lagen ist der Limonit- und Goethitgehalt wesentlich höher als in den hellen Lagen. Die Knollengröße der Phosphorite nimmt zum Hangenden zu.

Während am Nordflügel des Belecker Sattels zwischen dem Kaiser-Heinrich-Brunnen (Blatrand Hirschberg/Warstein) und dem langgestreckten Steinbruch bei R 54 400, H 06 540 die schwarzen Tonsteine schon jeweils an ihrer Basis Phosphoritknollen führen, treten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer solche Knollen erst 40 cm über der Basis auf.

Fossilien: Die Phosphoritknollen enthalten einzelne Conodonten, vor allem aber Radiolarien (Ordnung Spumellaria), zum Teil mit langen Stacheln. STRUCKMEIER (1974, 1982) gibt *Xiphosphaera gaea* HAECKEL und *Hexastylus dimensivus* HAECKEL an. Die Tonsteine lieferten Conodonten, orthocone Nautiloideen („*Orthoceras*“ sp.) und kohlige Pflanzenreste. An einigen strukturbietend erhaltenen Pflanzen waren dichotome Verzweigungen erkennbar.

Altersstellung: Bei den am Kaiser-Heinrich-Brunnen geborgenen, in Tonsteinen eingebetteten Conodonten konnten Arten und Unterarten der Gattungen *Gnathodus*, *Spathognathodus* und *Siphonodella* nachgewiesen werden. Danach lassen sich die Tonsteine in die Untere *crenulata*-Zone (unteres cd II a; s. Tab. 6) einstufen, es ist wahrscheinlich, daß sie auch Abschnitte der Oberen *crenulata*-Zone umfassen. Eine ähnliche Conodontenfauna mit entsprechender Einstufung konnte STRUCKMEIER (1974) aus den im Steinbruch Kattensiepen erschlossenen Alaunschiefern bergen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zum Liegenden, dem *Gattendorfia*-Kalk, ist jederzeit vollziehbar. Im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer schiebt sich zwischen *Gattendorfia*-Kalk und Liegende Alaunschiefer eine 30 cm mächtige Bank grauer kieseliger Splitterschiefer, welche aufgrund fehlender Fossilien stratigraphisch noch nicht eingestuft werden konnte.

Auch zum Hangenden, dem Erdbacher Kalk, ist die Abgrenzung eindeutig. Da der Erdbacher Kalk vielfach von einer 10–50 cm mächtigen Lage schwarzer kieseliger Tonsteine mit Phosphoritknollen überlagert wird, könnte man ihn formal als Einlagerung in die Liegenden Alaunschiefer auffassen. Indessen erscheint es zweckmäßiger, ihn mit den Lyditen und Kieselkalken zusammenzufassen (s. Kap. 3.2.2.).

Am Nordflügel des Belecker Sattels nimmt die Mächtigkeit von der Aufschlußwand am Kaiser-Heinrich-Brunnen bis zum östlichen Provinzialsteinbruch Drewer stetig ab: Kaiser-Heinrich-Brunnen 4,60 m; Schurfloch unterhalb der Belecker Kapelle 3,50 m; langgestreckter Steinbruch an der Straßenkreuzung Drewer Weg/Effeler Weg 1,85 m; westlicher Provinzialsteinbruch Drewer 1,50 m; östlicher Provinzialsteinbruch Drewer 0,85 m (im Mittel). An der Nordwand des östlichen Provinzialsteinbruches keilen die Liegenden Alaunschiefer aus.

Im Steinbruch Kattensiepen erreichen die Liegenden Alaunschiefer eine Mächtigkeit von ca. 2,5 m, am Westhang des Kalvarienberges 1,8 m und im Steinbruch Eulenspiegel ca. 2,0 m. Die geringe Mächtigkeit der Liegenden Alaunschiefer in den Provinzialsteinbrüchen Drewer führte STRUCKMEIER (1982: 323) auf eine Aufarbeitung des höheren Teils der Sedimente zurück.

Verbreitung: Eine geschlossene, in der geologischen Karte darstellbare Verbreitung besitzen die Liegenden Alaunschiefer nur am Nordflügel des Belecker Sattels (westlicher

Tabelle 6
Stratigraphische Gliederung des Karbons

stratigr. Gliederung			Cephalopoden-Zone	Cephalopoden-Subzone	Conodonten-Zone	Blatt 4516 Warstein
Oberkarbon (Silesium)	Reticuloceras-Stufe	R 1 a	<i>R. circumplicatilis</i> -Zone		Untere <i>tricarinatus-deflectens</i> -Zone	Obere Arnsberger Schichten (cnA2) mit <i>bisulcatum</i> -Kieselschiefer
	Homoceras-Stufe	c 2 b a	<i>Ht. prereticulatus</i> -Zone <i>H. undulatum</i> -Zone <i>Hd. proteus</i> -Zone			
		Eumorphoceras-Stufe	b 1	<i>H. beyrichianum</i> -Zone <i>H. subglobosum</i> -Zone		
	Unterkarbon (Dinantium)		Goniatites-Stufe	c 2 b a	<i>N. nuculum</i> -Zone <i>Ct. nitidus</i> -Zone <i>E. bisulcatum</i> -Zone	<i>bilineatus-schmidti</i> -Zone
c 1 b a		<i>Cr. malhamense</i> -Zone <i>E. pseudobilingue</i> -Zone <i>Cr. leion</i> -Zone			Untere Arnsberger Schichten (cnA1)	
γ 2 1		<i>Go. granosus</i> -Zone		<i>Go. schaelkensis</i> -Subzone <i>Go. granosus-granosus</i> -Subzone	<i>nodosus</i> -Zone	Kulm-Tonschiefer (c3,t)
5 4 3 β 2 1		<i>Go. striatus</i> -Zone		<i>Ne. spirale</i> -Subzone <i>Go. mucronatus</i> -Subzone <i>Go. striatus elegans</i> -Subzone <i>Go. striatus-falcatus</i> -Subzone <i>Go. striatus-striatus</i> -Subzone		
	Pericyclus-Stufe	4 3 2 α 1	<i>Go. crenistria</i> -Zone	<i>Go. crenistria intermedius</i> -Subzone <i>Go. crenistria crenistria</i> -Subzone <i>Go. crenistria-schmidtianus</i> -Subzone <i>E. grimmeri</i> -Subzone	<i>bilineatus-bilineatus</i> -Zone	Kieselige Übergangsschichten (c3,ki)
		δ γ	<i>En. nasutus</i> -Zone <i>A. kochi</i> -Zone	<i>anchoralis-bilineatus</i> -Interregnum		
		II β	<i>Pe. plicatilis</i> -Zone <i>M. corpulentum</i> -Zone		<i>anchoralis</i> -Zone	
		Gattendorfia-Stufe		α	<i>Pe. princeps</i> -Zone <i>M. complanatum</i> -Zone	<i>crenulata</i> -Zone
β	<i>Ga. crassa</i> -Zone			<i>I. patens</i> -Subzone <i>Ps. westfalicus</i> -Subzone	<i>triangulus-triangulus</i> -Zone	Devon/Karbon-Übergangsschichten (dw-c1)
α	<i>Ga. subinvoluta</i> -Zone			<i>Ps. dorsoplanus</i> -Subzone <i>B. acuta</i> -Subzone	<i>triangulus-inaequalis</i> -Zone <i>sulcata-kockeli</i> -Zone	

Schlagwasserbreccie (d-c)

und östlicher Teilsattel). Örtliche Vorkommen in den Steinbrüchen Kattensiepen, Eulenspiegel, am Kalvarienberg und an anderen Stellen konnten in der Karte nicht berücksichtigt werden.

Aufschlüsse:

- Schurfloch an der Belecker Kapelle, R 54 150, H 06 550
- aufgelassener Steinbruch an der Straßenkreuzung Drewer Weg/Effeler Weg, R 54 400, H 06 540
- westlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 54 980, H 06 750
- östlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 55 460, H 06 910
- Westhang des Kalvarienberges, R 61 050, H 02 560
- Steinbruch Kattensiepen, R 57 980, H 03 750
- Einfahrt zum Steinbruch Eulenspiegel, R 61 370, H 04 120

3.2.2. Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk (c2,ki)

Gesteine: Der Erdbacher Kalk setzt sich aus grauen, gelb- („eigeln“) gelbbraun bis ockerig verwitternden und mulmig zerfallenden, feinkörnigen Kalksteinbänken zusammen, welche viel Fossilschill, gelegentlich Pyritfitterchen und Tuffitbänder enthalten. Sie sind gut gebankt, manchmal auch wulstig und knollig, eckig begrenzt und sondern plattig ab. Häufiger wechsellagernd sind sie mit schwarzen kieseligen, Tuffit- und Phosphoritlagen enthaltenden Tonsteinen. Dadurch löst sich die kompakte Kalksteinfolge in mehrere, 10–30 cm mächtige Einzelbänke auf. Diejenigen Kalksteine, welche verkieselt sind, enthalten überwiegend feinkristallinen Quarz, nur untergeordnet mikroporitischen Calcit, Illit und Anatas (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die mit den Kalksteinen wechsellagernden Tuffite sind hellgrau, weißgelb bis gelbgrün und verwittern fahlgrau. In ein dichtes Sericitgewebe sind Quarzkörner, kaolinisierte Feldspäte, Chlorite und Fossilien (Conodonten, Brachiopoden u. a.) eingebettet. Das sehr feine sericitische Gewebe der Grundmasse kann als entglaster Stauffanteil erklärt werden. Die kaolinisierten Gebilde waren vermutlich Feldspäte. Der splitterige Quarz könnte vulkanogen, jedoch auch diagenetisch entstanden sein. Es handelt sich um einen biogen beeinflussten Tuffit (Untersuchung: A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Der Erdbacher Kalk wird überlagert von in unterschiedlichem Maße verkieselten Ton- und Schluffsteinen, Alaunschiefern, Kieselschiefern, Lyditen und Kieselkalen. Einen guten Einblick in diese Abfolge bietet der östliche Provinzialsteinbruch Drewer (Abb. 7). STASCHEN (1968) schied hier eine tiefere, 11,5 m mächtige „Serie der dunklen harten Tonschiefer“ und einen höheren, 15,6 m mächtigen, aus Kieselkalen bestehenden Abschnitt aus. Die im Rheinischen Schiefergebirge übliche petrographische Untergliederung in einen „Horizont der vorwiegenden Lydite“ und „Horizont der vorwiegenden Kieselkalke“ ist im Warsteiner Raum nur mit Einschränkungen möglich.

Die kieseligen Ton- und Schluffsteine sowie die Alaunschiefer sind schwarz, dunkel- bis blaugrau, dicht, gebändert, hart, splitterig, schwach kalkhaltig, spalten engständig auf und verwittern braun, gelbbraun, fahlgrau und ockergelb. Eingeschaltet sind ferner schwarze, milde, blätterige Tonsteine. Die gute Bänderung kommt durch die hellgrauen bis graubraunen, meist besonders weichen tuffitischen Zwischenlagen zustande.

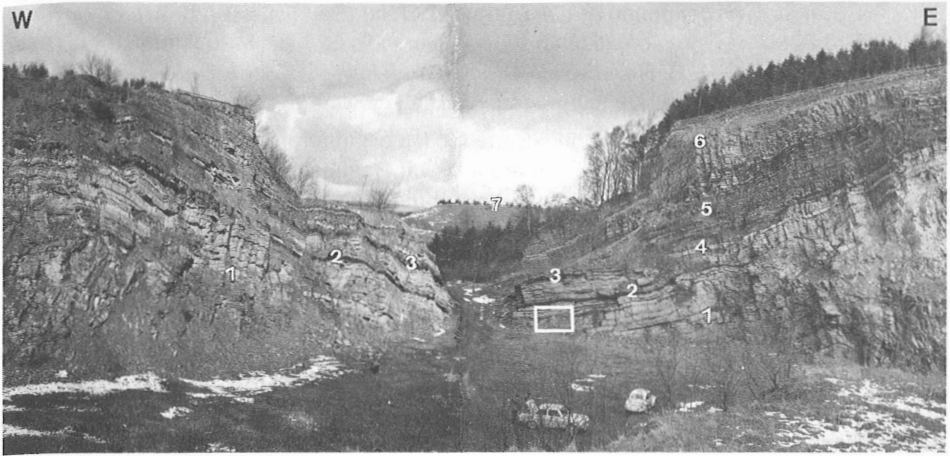


Abb. 7 Nordwest- und Nordwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer; R 55 430, H06 850 (Foto: K. N. THOME, März 1968)

- 7: Basis der Cenoman-Pläner (Oberkreide)
- 6: helle Kieselchiefer, Lydite, Kieselkalke und Tuffite des Unterkarbons
- 5: schwarze Kieselchiefer, Kieselkalke, Lydite, Tonsteine und Tuffite des Unterkarbons
- 4: Erdbacher Kalk
- 3: Liegende Alaunschiefer des Unterkarbons
- 2: Schwarzschiefer der Wocklum-Stufe, darüber Kalkknotentonsteine der höchsten Wocklum-Stufe, dann *Gattendorfia*-Kalk
- 1: Knollenkalksteine, Tonsteine und dünne Schwarzschieferlagen der Nehden- bis Dasberg-Stufe. Die Kalksteine lassen synsedimentäre Rutschungen erkennen (Ausschnitt s. Abb. 13)

Der Abschnitt der Kieselkalke enthält dunkel- bis hellgraue, plattige, durch polyedrischen Bruch gekennzeichnete Kieselchiefer, Lydite und Kieselkalke, welche öfters braungelb bis rostbraun gebändert sind. Auch hier treten Tuffitlagen auf.

Fossilien: Der Erdbacher Kalk ist sehr fossilreich und enthält Conodonten, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden, Goniaditen, Trilobiten und Korallen. Eine Zusammenstellung der verschiedenen Arten gab H. SCHMIDT (1922: 297 – 299). Eine Neuaufsammlung von Trilobiten und Revision durch G. HAHN (Geol. Paläont. Inst., Univ. Marburg) ergab, daß *Liobole glabroides* RUD. & E. RICHTER massenhaft auftritt. Seltener sind *Tawstockia nasifrons* (RUD. & E. RICHTER) und *Archegonus (Waribole)* sp. Conodonten sind bei CLAUSEN & KORN & UFFENORDE (1979: 51) aufgeführt.

Aus den Tonsteinen, Alaunschiefern, Kieselchiefern, Lyditen und Kieselkalken ließen sich Conodonten, orthocone Nautiloideen, Goniaditen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Trilobiten, Korallen und Crinoidenbruchstücke bergen. Eine Übersicht über mehrere Gattungen und Arten lieferte H. SCHMIDT (1922: 300 – 301). Trilobiten aus verschiedenen Kieselkalkvorkommen wurden von STASCHEN (1968: 46 – 48) beschrieben. Weitere Trilobiten fand

D. KORN (Sundern) an der neuen Straße Rüthen – Nuttlar (R 61 550, H 04 100): *Liobole glabra bottkei* G. & R. HAHN, *Spinibole (Spinibole) ruethenensis* G. & R. HAHN, *Archegonus (Phillibole) nehdenensis* G. & R. HAHN sowie *Globosoidea kelleri* HAHN & BRAUCKMANN.

Altersstellung: Erdbacher Kalk, Kieselschiefer und Lydite lassen sich ihrer Conodontenfauna zufolge in die *anchoralis*-Zone (cd II β bis tieferer Teil des cd II γ) stellen. Ob das Einsetzen der Kieselkalke wie anderenorts im Rheinischen Schiefergebirge mit der Untergrenze des *anchoralis-bilineatus*-Interregnums (höherer Teil des cd II γ bis tieferer Teil des cd II δ) zusammenfällt und wie hoch die Kieselkalke in die *bilineatus*-Zone (höherer Teil des cd II δ bis cd III β 4) hinaufreichen, ließ sich im Warsteiner Raum nicht feststellen. Jedoch machen die Trilobiten wahrscheinlich, daß die Bildung der Kieselkalke bis zum Grenzbereich cd II/III anhielt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Erdbacher Kalk folgt mit einer petrographisch sehr scharfen Grenze über den Liegenden Alaunschiefern (s. Kap. 3.2.1.). Da er manchmal auch von Alaunschiefern überlagert wird, könnte man ihn zwar formal als Einlagerung in die Alaunschiefer ansehen, jedoch wird aus praktischen Erwägungen der Beginn der Abfolge Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk an die Basis des ersten Kalksteines gelegt. Die Unterscheidung des Erdbacher Kalks von den Kieselschiefern, Lyditen, Alaunschiefern und Tuffen bereitet ebenfalls keine Schwierigkeiten.

Die kompakten Kieselkalke im höheren Teil der Abfolge lösen sich zum Hangenden hin allmählich auf und gehen unmerklich in fossilreiche Schwarzschiefer und kieselige Tonsteine, die Kieselligen Übergangsschichten (s. Kap. 3.2.3.), über.

Die Mächtigkeit des Erdbacher Kalks schwankt zwischen 0,7 und 1,6 m. Die Mächtigkeit der überlagernden Tonsteine, Alaunschiefer, Tuffite, Kieselschiefer, Lydite und Kieselkalke liegt zwischen 30 und 100 m. Größere Geländeausstriche zwischen Hahnskekopf und Hardtberg kommen durch die in den Kieselschiefern und Lyditen weitverbreitete Spezialfaltung zustande.

Verbreitung: Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit und Kieselkalk sind an der Nordflanke des Belecker Sattels gut erschlossen. Erdbacher Kalk ist ferner in den Steinbrüchen Kattensiepen und Eulenspiegel sowie an der Böschung der neuen Fahrstraße Rüthen – Nuttlar anzutreffen. Er konnte schließlich in Spaltenfüllungen aus dem Massenkalk im südlichen und südöstlichen Abschnitt des Warsteiner Sattels nachgewiesen werden. Kieselschiefer, Kieselkalk und Lydit ziehen in einem 100–300 m breiten Geländestreifen an der Nordflanke des Warsteiner Sattels vom Hahnskekopf bis zum Biesenberg entlang. Kleinere Vorkommen befinden sich bei Altenwarstein, südlich Warstein, südlich der Steinbrüche Hillenberg und Brühne sowie zwischen Range- und Lörmecketal. Weitere Vorkommen treten in den Sätteln am Schawiggenknapp, Kallenhardter Berg, Kruhberg, Eulenspiegel, Rabenknapp, Mönkerberg, Stötenberg, zwischen Mälers Länder und Kalvarienberg, im Bereich des Scharfenberger Sattels sowie im Südostteil des Blattgebietes zwischen Esshoff und Sonnenknapp auf.

Aufschlüsse:

- Schurfloch an der Belecker Kapelle, R 54 150, H 06 550
- aufgelassener Steinbruch an der Straßenkreuzung Drewer Weg/Effeler Weg, R 54 400, H 06 540
- westlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 54 980, H 06 750
- östlicher Provinzialsteinbruch Drewer, R 55 460, H 06 910

- Westhang des Kalvarienberges, R 61 050, H 02 560
- nördliche Zufahrt zum Steinbruch Kattensiepen, R 57 950, H 03 820
- Einfahrt zum Steinbruch Eulenspiegel, R 61 370, H 04 120
- Hanganschnitt hinter Wohnhaus an der B 55, gegenüber Haus Widey, R 54 320, H 98 960
- aufgelassener Steinbruch südwestlich des Huggenberges, R 62 380, H 98 400

3.2.3. Kieselige Übergangsschichten (c3,ki)

Kieselige Übergangsschichten NICOLAUS 1958, 1963

Gesteine: Zwei vollständige Profile durch die Kieseligen Übergangsschichten sind in der westlichen Verlängerung des Scharfenberger Sattels am Hessenkamp in einem aufgelassenen Steinbruch sowie in einem Straßeneinschnitt an der neuen Straße von Rüthen nach Nuttlar im Bereich des Eulenspiegels erschlossen.

Der aufgelassene Steinbruch westlich vom Hessenkamp zeigt an der Basis buntgefärbte und stark gebänderte, zum größten Teil helle Kieselschiefer. Sie werden ohne scharfe Grenze von vorwiegend dunklen graugrünen bis schwarzen Kiesel- und Alaunschiefern überlagert, wobei die Alaunschiefer auch zumeist verkieselt sind. Diese Gesteine spalten muschelrig und zeigen nur noch selten eine Bänderung. Innerhalb dieser Schichten treten zwei Kalksteinbänke mit einer Mächtigkeit von 15 – 20 cm hervor, die zahlreiche *Goniatiten* enthalten. Der Abstand der Bänke beträgt ca. 2 m. Sie enthalten vorwiegend Querschnitte und Hohlformen der Art *Goniatites crenistria* PHILLIPS. Weitere *Goniatiten* waren nicht zu bestimmen. Auffällig ist, daß in den sonst sehr fossilreichen *crenistria*-Bänken keine weitere Begleitfauna auftritt. Vermutlich ist die Begleitfauna durch die hohe Verkieselung vollkommen überprägt worden. Selten finden sich in den vorwiegend schwarzen, kieseligen und kaum gebänderten Schichten außerhalb der *crenistria*-Bänke Begleitfaunen. Lediglich unbestimmbare verkieselte Schalenquerschnitte wurden beobachtet. Mit scharfer Grenze gehen die kieseligen Gesteine zum Hangenden hin in die völlig unverkieselten Kulm-Tonschiefer über.

Von dieser Lokalität aus finden sich nach Westen und Nordwesten noch zahlreiche Lesesteine bis in den Bereich des Huggenberges. Sie sind in der gleichen Weise verkieselt und enthalten die gleiche Fauna. Diese Funde weisen auf ein Abtauchen des Scharfenberger Sattels nach Westen hin.

Das zweite Profil an der neuen Straße von Rüthen nach Nuttlar zeigt dagegen für den gleichen stratigraphischen Horizont vollkommen andere Faziesverhältnisse. Die Gesteine dieser Schichtenfolge sind nicht mehr verkieselt, ebenfalls sind im Gegensatz zum Steinbruch westlich vom Hessenkamp hier die *crenistria*-Bänke nicht mehr ausgebildet oder heben sich wegen ihrer Fossilarmut nur noch gelegentlich ab. Durch die mangelnde Verkieselung sind jedoch die Posidonien, insbesondere *Posidonia becheri* (BRONN), wesentlich besser erhalten, während die *Goniatiten* fast völlig zurücktreten. Im Verhältnis zu den übrigen Gesteinen des Unterkarbons scheinen in diesem stratigraphischen Niveau die Posidonien ihre Hauptverbreitung zu erlangen und sind eine wichtige Hilfe bei der Lesesteinkartierung. Die hier vorkommenden Gesteine sind vorwiegend schwarze bis dunkelgraue Ton- und Schluffsteine mit Einschaltungen von schwarzen Alaunschiefern. Die Gesteine sind teilweise gebankt und spalten meist in Richtung der ss-Flächen. Die Bankmächtigkeiten wechseln stark, übersteigen aber selten 20 cm. Auffällig ist die Verwitterungsfarbe bei den alaunschieferartigen Gesteinen. Wie bei den Liegenden Alaunschiefern nehmen

auch sie im oberflächennahen Bereich leicht eine hellgraue Farbe an, die durch Bleichung hervorgerufen wird.

Im westlichen Teil des Blattgebietes herrschen verkieselte blaugraue Schluffsteine vor. Dünne schwarze Bänder und schichtparallel eingeschaltete, zu Brauneisen verwitterte Pyritlagen geben die Schichtung an.

Die Untersuchung eines am Waldfriedhof Suttrop (R 55 650, H 03 460) gefundenen typischen kieseligen Tonsteins (H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab, daß der Schluffanteil ungewöhnlich gering ist. Quarz bis zu 30 µm Größe ist das häufigste Mineral, daneben sind Illit, Kaolinit, Eisenhydroxid-Pseudomorphosen nach Pyrit und organischer Kohlenstoff zu nennen.

Fossilien: Die Gesteine der Kieseligen Übergangsschichten enthalten in der Südost-ecke des Blattgebietes in den dort ausgebildeten *crenistria*-Bänken zahlreiche *Goniatiten*, die vermutlich vorwiegend zur Art *Goniatites crenistria* PHILLIPS gehören. Leider sind die Gesteine in den Leitbänken im Steinbruch westlich des Hessenkamps so stark verkieselt, daß nur durch Anschliffe eine Bestimmung möglich war (vgl. Abb. 8). Von dort aus nimmt nach Westen, Südwesten und Nordwesten der Kieselsäuregehalt der Kieseligen Übergangsschichten rasch ab. Damit verbunden ist, daß die *crenistria*-Bänke seltener werden und schließlich im Profil am Eulenspiegel nicht mehr ausgebildet sind.

Die Fauna besteht hier vorwiegend aus *Posidonia becheri* (BRONN). Außerdem wurden von D. KORN (Sundern) vom Biesenberg (R 60 310, H 03 730) *Entogonites grimmeri* (KITTL) sowie von der neuen Straße Rüthen – Nuttlar im Bereich des Eulenspiegels (R 61 650, H 04 300) *Peytonoceras ? costatum* (RUPRECHT) und *Sudeticerias ? sp.* bestimmt. Damit konnten die *grimmeri* (cd III α1)- und *schmidtianus* (cd III α2)-Subzonen der Kieseligen Über-

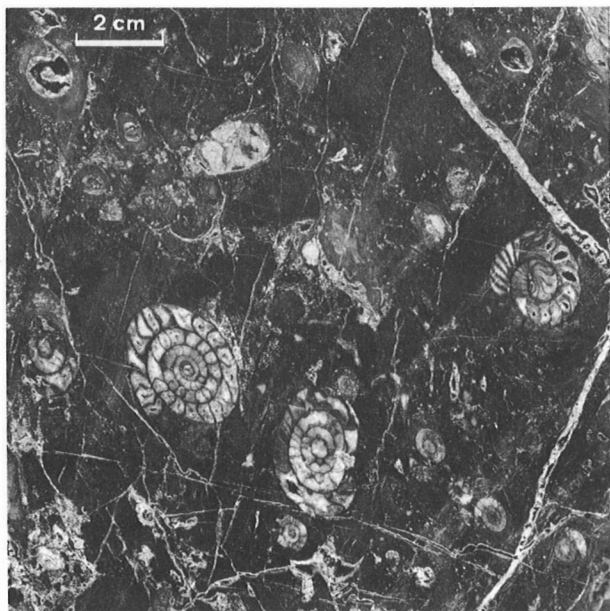


Abb. 8
Verkieselter Kalkstein mit
Goniatites crenistria PHIL-
LIPS; Steinbruch westlich des
Hessenkamps;
R 64 220, H 99 780

gangsschichten nachgewiesen werden. Da im Osten die Gesteine stark verkieselt sind und im Westen, im Bereich des Eulenspiegels, kalkige Einschaltungen fehlen, konnten keine Conodonten und andere Mikrofaunen für eine Altersbestimmung nachgewiesen werden.

Bei der Kartierung sind besonders im Mittelabschnitt des Blattgebietes Vorkommen von *Posidonia becheri* (BRONN) von großer Bedeutung, da das häufigere Auftreten dieser Muschel in Gebieten mit nicht verkieselten Kieseligen Übergangsschichten diese wichtige Schichtenfolge repräsentiert.

Altersstellung: Die Kieseligen Übergangsschichten gehören mit Ausnahme des tiefsten Abschnittes der *grimmeri*-Subzone (diese entspricht dem unteren Teil des cd III α 1) der *crenistria*-Zone (cd III α) an. Sie enthält damit nach NICOLAUS (1963) den höheren Abschnitt der *grimmeri*-Subzone (entspricht dem höheren Abschnitt des cd III α 1), die *schmidtianus*-Subzone (cd III α 2), die *crenistria*-Subzone (cd III α 3) und die *intermedius*-Subzone (cd III α 4). Eine Abgrenzung der Subzonen innerhalb der Kieseligen Übergangsschichten ist im Blattgebiet Warstein nicht möglich.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im Verbreitungsgebiet in der Verlängerung des Scharfenberger Sattels nach Westen, im Bereich des Hessenkamps, ist eine Grenzziehung zu den liegenden Gesteinen des Erdbacher Kalks, Kieselschiefer, Lydit und Kieselkalk (s. Kap. 3.2.2.), nur schwer möglich. Lithologisch weist lediglich ein Farbumschlag von den vorwiegend dunklen bis schwarzen Kieseligen Übergangsschichten zu den etwas helleren und bunten kieseligen Gesteinen des Erdbacher Kalks, Kieselschiefer, Lydit und Kieselkalk, hin. Deutlich ist dagegen die Grenze zu den hangenden Kulm-Tonschiefern. Sie zeigen keinerlei Erscheinungen von einer Verkieselung und markieren somit die Oberkante der Kieseligen Übergangsschichten sehr anschaulich. Anders dagegen sind die Verhältnisse in der Mitte des Blattgebietes, so zum Beispiel im Profil am Eulenspiegel. Dort unterscheiden sich weder die liegenden noch die hangenden Schichten von den vorwiegend tonig bis schluffig ausgebildeten Kieseligen Übergangsschichten, die deutlich mehr Fossilien enthalten. Die Mächtigkeit dieses Schichtenkomplexes beträgt ca. 20 – 40 m.

Verbreitung: Die Kieseligen Übergangsschichten sind im gesamten Blattgebiet in unterschiedlicher fazieller Ausbildung und Mächtigkeit immer wieder an den Flanken der Sättel und Mulden zu finden.

Aufschlüsse:

- Westufer der Glenne gegenüber des Massenkalksteinbruches am Hessenkamp, R 64 220, H 99 780
- Profil an der neuen Straße von Rüthen nach Nuttlar, östlich des Eulenspiegels, R 61 600, H 04 180

3.2.4. Kulm-Tonschiefer (c3,t)

Kulmtonschiefer RICHTER 1936

cu III α + β – Posidonienschiefer e.p. STASCHEN 1968: 20

cu III γ – Tonschiefer STASCHEN 1968: 21

Gesteine: Die Kulm-Tonschiefer setzen sich aus tiefschwarzen, blauschwarzen, schwarzgrauen und grünlichgrauen, häufig fein gebänderten, festen, splitterig brechenden, teilweise kieseligen, engstündig geschieferten Alaunschiefern und Tonsteinen zusammen. An den tektonischen Trennflächen zerfallen sie ebenplattig. Die Bänder werden meist durch sehr dünne, einige Millimeter umfassende Schluffsteinlagen hervorgerufen. Sie sind eben-

flächig oder gewellt und fallen durch ihre gelbbraunen, ockergelben bis rostigen Verwitterungsfarben leicht auf. Stellenweise treten Eisen- und Mangankonkretionen auf und verdeutlichen zusammen mit den Bändern den Schichtungsverlauf. Gelegentlich sind dünne Kieseliefer- und Lyditbänkchen eingelagert.

Besonders die milden blätterigen Tonsteine verwittern in der Regel schnell, werden mürbe, zerfallen plattig, grusig oder in stengelig-griffelige Aggregate und bilden Geländesenken. Nur rauhe, besonders schluffhaltige oder kieselige Gesteine bleiben hart und splitterig und treten als Härtinge in Erscheinung. Pflanzenhäcksel läßt sich auf den Schichtflächen häufiger finden. Er ist meistens rostbraun oxidiert.

Fossilien: Die Kulm-Tonschiefer enthalten mehrere flachgedrückte unbestimmbare orthocone Cephalopoden (Orthocerida div. gen. et sp.), zum teil massenhaft Posidonien, Goniatiten, Trilobiten und unbestimmbaren Pflanzenhäcksel. Insbesondere kommen nach STASCHEN 1968 und eigenen Untersuchungen vor:

Posidonia becheri BRONN
Neoglyphioceras spirale (PHILLIPS)
Neoglyphioceras subcirculare (MILLER)
Goniatites granosus PORTLOCK
Kulmiella westphalica (NEBE)

D. KORN (Sundern; schriftl. Mitt.) wies zusätzlich am Biesenberg (R 60 320, H 03 680) sowie an der Straße Rüthen – Nuttlar (R 61 600, H 04 180) folgende Fossilien nach:

Goniatites sphaericostratus BISAT
Goniatites bisati MOORE
Goniatites robustus MOORE & HODSON
Hibernioceras carraunense MOORE & HODSON
Pronorites sp.

Altersstellung: Die Kulm-Tonschiefer umfassen die *striatus*- (cd III β) und *granosus*-Zone (cd III γ). Der tiefere Teil der Kulm-Tonschiefer, die „Posidonienschiefer“ (cd III β), enthält reiche Vorkommen an *Posidonia becheri* BRONN. Da jedoch auch in den Kieseligen Übergangsschichten Posidonienlagen auftreten, ist die Bezeichnung „Posidonienschiefer“ nicht als stratigraphischer, sondern nur als fazieller Begriff verwertbar. Nach STASCHEN (1968: 22) beginnen die „Posidonienschiefer“ des Warsteiner Raumes oberhalb der den Kieseligen Übergangsschichten angehörenden *Pterinopecten*-Bank, vermutlich im cd III α 3.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Kulm-Tonschiefer entwickeln sich allmählich aus den Kieseligen Übergangsschichten. Die Posidonien führenden Tonsteine und Alaunschiefer der *striatus*-Zone (cd III β) zeigen viele Gemeinsamkeiten mit dem höheren Anteil der Kieseligen Übergangsschichten. Ebenfalls gleitend ist der Übergang zum Hangenden, zu den „Hangenden Alaunschiefern“ hin, welche größtenteils schon den Unteren Arnsberger Schichten des Oberkarbons angehören.

Die Kulm-Tonschiefer enthalten in ihrem höchsten Abschnitt wahrscheinlich Anteile der „Hangenden Alaunschiefer“, so daß es nicht möglich ist, lithologisch die Unter-/Oberkarbon-Grenze genau anzugeben. Feldgeologisch wird die Grenze zwischen Kulm-Tonschiefern und den Unteren Arnsberger Schichten dort gezogen, wo innerhalb der „Hangenden Alaunschiefer“ eine Zunahme von Korngröße und Glimmerführung zu erkennen ist und die ersten dünnen Schluff- und Sandsteinbänkchen auftreten.

Die Mächtigkeit der Kulm-Tonschiefer schwankt im Durchschnitt zwischen 50 und 80 m und dürfte westlich des Westerbaches in Richtung auf das Blattgebiet 4515 Hirschberg zu auf über 100 m ansteigen.

Verbreitung: Die Kulm-Tonschiefer sind an beiden Flügeln des Belecker Sattels und am Nordflügel des Warsteiner Sattels anzutreffen. Am Südflügel des Warsteiner Sattels sind sie über weite Strecken an der Südrandaufschiebung unterdrückt. Ein geschlossener Zug von Tonsteinen und Alaunschiefern findet sich erst östlich des Wäschebachs.

Die Kulm-Tonschiefer bauen ferner nördlich und südlich der Möhne Kern oder Flanken kleiner Sättel auf (Storchknapp, Stötenberg, Kallenhardter Berg, Eulenspiegel, Kruhberg, Rabenknapp). Sie sind im Scharfenberger Sattel sowie im Südostteil des Blattgebietes zwischen Eshoff, Altenbürener Mühle und Sonnenknapp anzutreffen.

Aufschlüsse:

- Böschung an der B 55, gegenüber „Puddelhammer“, R 54 190, H 03 650
- Böschungsanschnitt am östlichen Uferweg des Westerbaches, gegenüber „Puddelhammer“, R 54 560, H 03 450
- Klippen am östlichen Uferweg der Glenne, 350 m nördlich des Steinbruches Kattensiepen, R 57 930, H 04 040
- Böschung an der Straße Rüthen – Nuttlar, östlich des Eulenspiegels, R 61 640, H 04 250

Oberkarbon (Silesium)

3.2.5. Untere Arnsberger Schichten (cnA1)

Grauwackenschiefer RICHTER 1936
Hangende Alaunschiefer STASCHEN 1968

Gesteine: Die Unteren Arnsberger Schichten bestehen vorwiegend aus blätterig zerfallenden, tintenschwarzen Alaunschiefern sowie schwarzen (alaunschieferartigen), blauschwarzen und blaugrauen, feingebänderten, geschiefert Tonsteinen, welche teils papierartig aufspalten, teils auch spröde und splitterig aufbrechen. Die Tonsteine sind teils rein, teils auch schluffig und enthalten dann oft kleine Quarze, sie sind also etwas feinkonglomeratisch ausgebildet. Gelegentlich fallen neben den Quarzen auch kleine weißgraue punktförmige Mineralaggregate (verwitterte Feldspäte?, tuffitisches Material?) ins Auge, welche dem Gestein ein charakteristisches Aussehen verleihen. Die Alaunschiefer bleichen zum Teil aus und nehmen eine fahlweiße Farbe an. Die von den Rändern her ebenfalls ausbleichenden, meist nicht ebenplattigen Tonsteine zerfallen zu eckigem Grus.

Auf den Schichtflächen der Alaunschiefer und Tonsteine sind längliche, gekrümmte und gabelig aufspaltende Pflanzenreste angereichert, welche ockerig bis braun verwittern. An die Pflanzenrelikte gebundene globulitische Pyrite sind oxidativ weitgehend zu braun gefärbten Eisenhydroxiden zersetzt.

In die Tonsteine sind in der Regel dünne graue bis schwarzgraue, graubraun bis ockergelb verwitternde Schluffsteinlagen eingeschaltet, welche ebenso wie die Tonsteine bänderig bis streifig ausgebildet sein können. Sie sind einige Millimeter bis Zentimeter mächtig, gut gebändert, lagenartig aufgebaut, glimmerhaltig und nicht selten von dünnen Quarzschnüren durchzogen. Ferner sind 5–10 cm mächtige graue, ebenplattige, glimmerhaltige Sandsteinbänkchen und dünne schwarze Lyditlagen eingelagert.

Die Schichtflächen der Schluff- und Sandsteine sind bisweilen mit gelbbraunen nierig-
traubigen Brauneisenkrusten und lackartig glänzenden schwarzen Manganoxidtapeten
überkleidet. Die die Tonsteine durchziehenden, nur einige Millimeter umfassenden Schluff-
steinbänkchen sind infolge intensiver Schieferung gewellt und zerknittert.

Fossilien: Die Unteren Arnsberger Schichten enthalten reichlich Pflanzenhäcksel,
sind jedoch arm an tierischen Fossilien. In Dünnschliffpräparaten konnte H. GRÜNHAGEN
(Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) fragliche Radiolarien ausmachen, welche stark geschieferten
Lyditlagen entstammen. Nach STASCHEN 1968: 30 tritt die Muschel *Posidonomya membra-*
nacea M'COY auf.

Altersstellung: Eine biostratigraphische Einstufung der Unteren Arnsberger Schich-
ten war im Warsteiner Raum nicht möglich. Der Hauptanteil der Sedimente dürfte sicherlich
dem tiefsten Oberkarbon angehören, also den Zonen E 1 a bis E 1 c der *Eumorphoceras*-Stu-
fe entsprechen. Je nach Sedimentausbildung sind die Unteren Arnsberger Schichten mehr
dem Typ der „Hangenden Alaunschiefer“ oder dem der „Grauwackenschiefer“ zuzurechen-
nen, welche beide vermutlich schon im höchsten Unterkarbon, der *granosus*-Zone (cd III γ),
einsetzen. Da ein solcher Nachweis wegen Aufschluß- und Fossilarmut nicht möglich ist,
erscheint es sinnvoll, den Beginn der Unteren Arnsberger Schichten an die Basis der
Eumorphoceras-Stufe (Zone des *Cravenoceras leion*, E 1 a) zu stellen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Unteren Arnsberger Schichten bilden den
gleitenden Übergang zwischen den Kulm-Tonschiefern (Kap. 3.2.4.) und den Oberen Arns-
berger Schichten (Kap. 3.2.6.). Die Abgrenzung zum Liegenden, den Kulm-Tonschiefern, ist
in Kapitel 3.2.4. beschrieben. Die Grenze zwischen Unteren und Oberen Arnsberger Schich-
ten wird feldgeologisch dorthin gelegt, wo die erste mächtigere Grauwackenbank auftritt.

Ein gutes Grenzprofil ist an der Möhnetalstraße (B 516) in einem aufgelassenen Stein-
bruch 130 m östlich des Amtswasserwerkes Rüthen südlich Rote Kümpe (R 57 680,
H 05 790) erschlossen:

Hangendes

120 cm	gebänderter Tonstein, blaugrau bis schwarzgraublau, engstän- dig geschiefert, stückig bis grusig zerfallend; die millimeter- dünnen Schluffstreifen, welche die deutliche Bänderung her- vorrufen, sind infolge der Schieferung gefältelt und zerknittert	
40–55 cm	kieseliger Tonstein, blaugrau, kleinstückig mit unregelmäßigem Bruch zerfallend (= <i>bisulcatum</i> -Kieselschiefer)	
16–20 cm	Grauwackenbank, rostbraun bis ockerig verwittert, tektonisch stark beansprucht, von zahlreichen, durch Calcit verheilten Klüften durchzogen (= Grauwackenbank 2)	Obere Arnsberger Schichten
50 cm	Tonstein, engständig geschiefert, mürbe, dünnblättrig zerfal- lend; jeweils die unteren und oberen 5 cm des Tonsteins, der an die Grauwackenbänke 1 und 2 stößt, ist leicht eingekieselt (mit Tonsteingeoden)	
28–35 cm	Grauwackenbank, blaugrau, feinkörnig, vom Rande und von den durch Quarzschnüre gekennzeichneten Klüften her rost- braun bis ockerig verwitternd (= Grauwackenbank 1)	

27 cm	Tonstein, mürbe, blätterig aufspaltend, sich zum Hangenden hin ockerig verfärbend, engständig geschiefert	Untere Arnsberger Schichten
11 cm	Tonstein, schwarz, leicht eingekieselt, spröde und splitterig zerfallend	
ca. 80 cm	Tonstein, schwarz, engständig geschiefert, mürbe zerfallend	

Liegendes

Das Auftreten der *bisulcatum*-Kieseliefer weist eindeutig schon auf die Oberen Arnsberger Schichten hin. Die Mächtigkeit der Unteren Arnsberger Schichten schwankt zwischen 50 und 120 m.

Verbreitung: Die Unteren Arnsberger Schichten umkleiden die Flanken des Belecker und Warsteiner Sattels. Am Südflügel des Warsteiner Sattels sind sie zwischen Forsthaus Freedfeld und dem Enkebruch an der Südrandüberschiebung unterdrückt. Die Unteren Arnsberger Schichten sind ferner an den Flanken des Scharfenberger Sattels zwischen Huggenberg und Hessenkamp anzutreffen. Schließlich treten sie an den Flanken oder auch im Kern einiger kleiner Sättel zutage (z. B. Drewerheide, Rote Kümpe).

Aufschlüsse:

- aufgelassener Steinbruch an der Möhnetalstraße (B 516), 130 m östlich des Amtswasserwerkes Rüthen südlich Rote Kümpe, R 57 680, H 05 790
- 100 m lange Straßenböschung an der B 516, im östlichen Abschnitt zu einem Parkplatz erweitert, R 59 200, H 05 470 bis R 59 300, H 05 470
- aufgelassener Steinbruch oberhalb des westlichen Uferrandes der Glenne, R 57 580, H 04 220
- Straßenhang an der B 55, gegenüber der Auffahrt zur Brauerei Warstein, R 54 120, H 98 810 bis R 54 120, H 98 770
- Böschung an der Fahrstraße Forsthaus Freedfeld – Haus Waldfrieden, R 54 970, H 99 260
- rinnenartiger Einschnitt oberhalb des Wäschebachs zwischen Enkebruch und Altes Feld, R 57 520, H 99 530
- aufgelassener Steinbruch am Ostufer der Lörmecke, ca. 1 200 m südsüdwestlich des Hohlen Steins, R 58 910, H 99 290
- aufgelassener Steinbruch südlich des Kleinen Steinberges, R 61 500, H 98 750

3.2.6. Obere Arnsberger Schichten (cnA2)

Arnsberger Schichten RICHTER 1936
 Ungegliedertes Namur STASCHEN 1968

Gesteine: Die Oberen Arnsberger Schichten sind aus einer Wechsellagerung von carbonatfreien Ton-, Schluff- und Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten aufgebaut.

Tonsteine: Die frischen Gesteinsfarben sind schwarz (mit Abstufungen zu blau und grau), grau, blaugrau bis grünlichgrau. Die Tonsteine verwittern schmutziggrau, beige, olivbraun und rostbraun. Sie sind engständig geschiefert, bereichsweise schluffhaltig und feingestreift. Teils sind sie hart und splitterig, teils spalten sie papierartig bis feinplattig auf, teils zerfallen sie auch stückig bis grusig. Ferner sind Alaunschiefer entwickelt, tintenschwarz, etwas schluffig und gestreift, pyritaltig, gelbbraun verwitternd und fahlgrau ausbleichend, mürbe zerfallend.

Schluffsteine: Die frischen Gesteinsfarben sind grau bis weißgrau sowie blau- bis schwarzgrau. Die Schluffsteine verwittern bräunlich bis schmutziggrau. Sie sind feinkörnig und dicht, häufig fein gebändert. Die Bankmächtigkeit beträgt einige Millimeter bis Zentimeter.

Sandsteine, quarzitisches Sandsteine, Grauwacken: Die frischen Gesteinsfarben sind grau, blaugrau, graugrün. Die Gesteine verwittern gelblichgrau bis braun. Sie sind fein- bis mittelkörnig, glimmerhaltig, vielfach gebändert, ebenplattig, hart und splitterig ausgebildet sowie in der Regel gut gegen die sie umgebenden Ton- und Schluffsteine abgesetzt. Die Kornsortierung ist meistens gut. Flaserige Gesteine mit unregelmäßigen Gefügemerkmalen fehlen weitgehend. Neben völlig ebenen Schichtflächen ist auch ein welliger Verlauf beobachtbar. Bisweilen sind sie lamellenartig aufgebaut und dünnstreifig ausgebildet. An bankinternen Merkmalen treten neben der lamellaren Parallelstreifung Diagonalschichtung und gradierte Schichtung auf. Bankexterne Merkmale sind auf den Schichtunterseiten Sedimentationsmarken (Schleif- und Stoßmarken, Strömungswülste, Belastungsmarken, Kolke), auf den Schichtoberseiten Rippelmarken.

Dicke, harte, schwarze, kugelige bis fladenförmige Geoden mit einem Durchmesser bis zu 20 cm kennzeichnen gelegentlich die Schichtung. Auch schichtparallele Ansammlungen eingeregelter Tonsteinflatschen und Alaunschiefergerölle ließen sich nachweisen.

Die Grauwacken enthalten Feldspatanteile und Tonsteinfetzen. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 0,5 und 60 cm.

Konglomerate: Gelegentlich schalten sich in die Sandsteine und Grauwacken Feinkonglomerate ein, welche im Warsteiner Raum wegen ihres sporadischen Auftretens jedoch nicht als Leithorizonte zu verwenden sind. Ein im Warsteiner Stadtwald bei R 55 190, H 96 380 gefundenes, sandiges, schwach toniges Feinkonglomerat enthielt in der Sand- und Feinkiesfraktion zahlreiche Quarze (Gangquarzfragmente, Quarzitbruchstücke) und Lydite mit Radiolarien. Als akzessorische Komponenten sind weitgehend serizitisierte und chloritisierte Muskovite und stark serizitisierte Feldspäte zu nennen. Die mengenmäßig stark zurücktretende Matrix setzt sich aus Serizit, Chlorit und kryptokristallinem Quarz zusammen (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf.).

Kieselschiefer: Kleine, geringmächtige Kieselschieferbänke sind örtlich in die Oberen Arnsberger Schichten eingelagert. Bekannt ist vor allem der *bisulcatum*-Kieselschiefer, welcher im Grenzbereich der Unteren zu den Oberen Arnsberger Schichten auftritt (vgl. S. 62).

Der breite Ausstrich der Oberen Arnsberger Schichten im Blattgebiet 4516 Warstein wird durch die zum Teil sehr intensive Spezialfaltung hervorgerufen. Die einzelnen Gesteinsarten sind nicht gleichmäßig auf die gesamte Verbreitungsfläche verteilt. Einerseits ist das Vertikalprofil der Schichten petrographisch stärker differenziert, so daß in unterschiedlichem Ausmaß teils Ton- und Schluffsteine, teils Sandsteine und Grauwacken überwiegen; andererseits treten auch laterale Fazieswechsel auf, so daß Sandsteine und Grauwacken sich nicht auf weite Strecken verfolgen lassen und teilweise rasch auskeilen.

Auf der geologischen Karte wurden mächtigere Einzelbänke oder Gruppen zusammenhängender Sandsteine mit nur geringen Tonsteinzwischenmitteln gesondert ausgeschie-

den. Lesesteinanhäufungen von Sandsteinen und Grauwacken weisen auf entsprechende Vorkommen im Untergrund hin. Nicht immer war es aber wegen Aufschlußmangels und Verlehmungsdecken möglich, Abgrenzungen durchzuführen. Diese Bereiche wurden auf der geologischen Karte unter Verzicht verbindlicher Grenzlinien mit einem Punktraster gekennzeichnet.

Fossilien: Aus dem *bisulcatum*-Kieselschiefer und den ihn überlagernden Ton- und Schluffsteinen wurden nach STASCHEN (1968: 49) die Goniatiten *Eumorphoceras bisulcatum* Girty und *Cravenoceratoides edalense* (BISAT) sowie orthocone Nautiloideen geborgen. Eine Geode aus der den *bisulcatum*-Kieselschiefer unterlagernden Geodenbank lieferte nach STASCHEN (1968: 30, 38, Abb. 10) mehrere Exemplare des Conodonten *Gnathodus bilineatus bisulcati* nom. nud. (? *Gnathodus bilineatus schmidtii* MEISCHNER).

Die Oberen Arnsberger Schichten sind reich an Pflanzen, die jedoch meist in Form unbestimmbaren Häcksels auftreten. Der höhere Abschnitt der Oberen Arnsberger Schichten lieferte nach STASCHEN (1968: 33) *Neuraethopteris schlehani* (STUR), *Trigonocarpus* sp. und weitere, den Gattungen *Pecopteris* und *Sphenopteris* sowie den Lepidophyten und Articulaten zugeschriebene Relikte. Reste von Mesocalamiten (Bestimmung: K.-H. JOSTEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) erbrachte noch ein Aufschluß am Ostufer des Langer Baches bei R 55 880, H 96 780.

Altersstellung: Die Untergrenze der Oberen Arnsberger Schichten ist heterochron. Sie liegt im Blattgebiet Warstein an der Basis oder innerhalb der Zone des *Eumorphoceras bisulcatum* (E2a), wobei ein bereichsweise späterer Beginn (Zonen E2b und E2c; vgl. Tab. 6) nicht ausgeschlossen werden kann.

Gnathodus bilineatus schmidtii tritt nach MEISCHNER (1970: 1173) zum ersten Mal in der Folge der *bisulcatum*-Kieselschiefer auf. Die *bisulcatum*-Kieselschiefer bilden daher dort, wo sie ausgebildet und aufgeschlossen sind, einen auch faunistisch leicht erkennbaren Grenzhorizont.

Die erste mächtigere Grauwackenbank, mit welcher nach der Definition die Oberen Arnsberger Schichten einsetzen sollen, befindet sich im Warsteiner Raum etwa 70 cm unterhalb der *bisulcatum*-Kieselschiefer. Es besteht gute Übereinstimmung mit dem Profil des Arnsberger Ruhruferweges (H. SCHMIDT 1934: 443), wo „dicht unter diesem Kieselschiefer ... ein dickbankiger, grober Grauwackensandstein liegt.“

Der Hauptanteil der Oberen Arnsberger Schichten dürfte der *Homoceras*-Stufe angehören. Kennzeichnende Goniatiten wie *Homoceras beyrichianum* (DE KONINCK) wurden jedoch nicht gefunden. Ob und wie weit die Oberen Arnsberger Schichten noch in die *Reticuloceras*-Stufe hinaufreichen, ist unbekannt.

Nach PATTEISKY (1959: 46, 49 sowie Abb. 10 und 12) umfassen die Unteren Arnsberger Schichten die *Eumorphoceras*- und *Homoceras*-Stufe; die Oberen Arnsberger Schichten sind auf die Untere *Reticuloceras*-Stufe (R 1) beschränkt. Damit würden die Unteren Arnsberger Schichten ebenso mächtige Sandstein- und Grauwackenbänke umfassen, wie sie eigentlich nur für die Oberen Arnsberger Schichten als typisch angesehen werden. Der *bisulcatum*-Kieselschiefer würde in den tieferen Abschnitt der Unteren Arnsberger Schichten rücken. Dieser stratigraphischen Auffassung wurde im Blattgebiet Warstein nicht gefolgt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Bezüglich Untergrenze vergleiche Kapitel 3.2.5. Die Obergrenze der Oberen Arnsberger Schichten ist im Blattgebiet Warstein unbekannt, da die Hagener Schichten als überlagernde, grenzbestimmende Schichtenfolge fehlen. Die

Mächtigkeit der Oberen Arnsberger Schichten dürfte hier 350 – 400 m betragen. Mit ihnen schließt die Überlieferung paläozoischer Schichten im Blattgebiet ab.

Verbreitung: Die Oberen Arnsberger Schichten nehmen im Blattgebiet Warstein große Flächen ein. Sie umrahmen den Warsteiner und Scharfenberger Sattel und bilden die Füllung der Möhne-Mulde zwischen Warsteiner und Belecker Sattel. Auch nördlich des Belecker Sattels sind sie noch anzutreffen, bevor sie unter der Kreide-Decke abtauchen.

Aufschlüsse:

- aufgelassener Steinbruch an der Möhnetalstraße (B 516), 130 m östlich des Amtswasserwerkes Rüthen südlich Rote Kämpen, R 57 680, H 05 790
- Gesteinswand an der alten Wassermühle in Belecke unmittelbar östlich der B 55, R 53 960, H 05 800
- Waldhang am Ostufer der Wester südlich Belecke, R 54 350, H 04 780 bis R 54 400, H 04 690
- Klippen am Ostufer der Glenne, R 57 690, H 05 100 bis R 57 670, H 05 020
- Straßeneinschnitt an der B 55 zwischen Warstein und Meschede, R 54 160, H 98 770 bis R 53 630, H 98 370
- aufgelassener Steinbruch 500 m südwestlich der „Höhe“ (497,6), etwa 250 m oberhalb der Lörmecke am östlichen Uferhang, R 59 290, H 98 730
- aufgelassener Steinbruch ca. 500 m nordwestlich der Nuttларer Höhe (542,2), R 57 990, H 96 630
- aufgelassener Steinbruch 200 m südlich Haus Waldfrieden, ca. 650 m westlich der Tüppel (461,0), R 55 300, H 98 990
- Hangeinschnitt 300 m westsüdwestlich der Tüppel (461,0), R 55 720, H 98 890
- Straßeneinschnitt an der Straße Rüthen – Nuttlar, zwischen der Höhe 513,0 am Hirschbruch und dem südlichen Blattgebietsrand, R 59 660, H 96 460 bis R 59 380, H 96 160
- aufgelassener Steinbruch am Jagdhaus Hirscheck, R 61 020, H 00 020
- Böschung an der Straße Rüthen – Nuttlar, R 59 680, H 97 650 (zentraler Wert)
- Klippen am Weg zur Badeanstalt Rüthen, östlich des Glennetals, R 61 900, H 05 300 (zentraler Wert)

3.3. Kreide

Unterkreide

3.3.1. Präalbische (?) Sedimente (nicht gesondert ausgeschieden)

Auf dem südlichen Teil der Warsteiner Carbonatplattform finden sich gelegentlich glaukonitfreie weißgraue, etwas brauneisenhaltige, mehr oder weniger verkieselte Sandsteinblöcke und Milchquarkonglomerate mit vereinzelt Holzresten, die nur geringe Ähnlichkeit mit dem Rühthener Grünsand haben. Von HEITFELD (1957) und SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER (1974) werden sie als stratigraphische Vorläufer des Rühthener Grünsandes angesehen und mit dem neokomen Osning-Sandstein verglichen (Tab. 7). Nach Ansicht dieser Autoren soll das Unterkreide-Meer in der Zeit zwischen Hauterive und der Apt/Alb-Grenze mit einem buchtförmigen Arm (Egge-Bucht, vgl. S. 107) bis in den Raum unmittelbar westlich Warstein vorgestoßen sein und die Küstensande abgelagert haben. Auf eine küstennahe Fazies weisen konglomeratische Ausbildung, Glaukonitarmsut und Reichtum an Hölzern der erhaltenegebliebenen Relikte hin (HEITFELD 1957: 105). Durch eine Regression zwischen

Tabelle 7
Stratigraphische Gliederung der Kreide

Gliederung			Blatt 4516 Warstein
Oberkreide	Obercenoman	krc6	"Arme <i>rhotomagense</i> "-Schichten
		krc5	
	Mittelenoman	krc4	Cenoman-Pläner (krc)
		krc3	
	Untercenoman	krc2	Hangende Mergellage Phosphoritknollenlage
		krc1	
Unterkreide	Alb		Rüthener Grünsand (krl)
	Apt		präalpbische (?) Sedimente (?Osning-Sandstein)
	Barrême		
	Hauterive		
	Valendis		

Unteralb und Mittelialb soll der größte Anteil des Osning-Sandsteins wieder abgetragen worden sein. Von MEIBURG (1979) wird allerdings die Existenz einer Egge-Bucht und damit überhaupt das Vorhandensein präalpbischer Sedimente im Warsteiner Raum bestritten.

3.3.2. Rüthener Grünsand (krl)

Gesteine: Der Rüthener Grünsand beginnt mit einem dem eingerumpften Paläozoikum auflagernden 10–50 cm mächtigen Basalkonglomerat. Untersuchungen an einem im südlichen Ortsteil Drewer (R 56 370, H 07 500) gefundenen Konglomerat ergaben, daß die bräunlich gefärbten Geröllkomponenten aus Gangquarzen, Ton- und Schluffsteinen des Oberkarbons, Lyditen des Unterkarbons, kalzitischen Tonsteinen (? Oberdevon, ? Kreide), Biomikrospartintraklasten (Kreide) sowie Sericitschiefern (? Quarzkeratophyrtuffe) bestehen. Die Bindung der schlecht sortierten Gerölle erfolgt durch eine aus Calcit, Glaukonit, Hämatit, Goethit sowie aus fraglichem Illit und kryptokristallinen Quarz bestehende Matrix. Der Gesamteisengehalt ist erheblich und kann bis über 8 % Fe_2O_3 ansteigen. Zum Teil sind die Gerölle randlich imprägniert. Größere gelbbraunliche bis grünliche Partien bestehen aus Glaukonitanreicherungen. Das Konglomerat kann als kalzitischer glaukonitischer, zum Teil hämatitischer konglomeratischer Mittelsandstein charakterisiert werden (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Das Konglomerat geht teils mit scharfer Grenze, teils gleitend in den eigentlichen Rüthener Grünsand über, welcher an seiner Basis noch eisenschüssig ist. Er kann als kalkhaltiger

glaukonitführender Sandstein angesprochen werden. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Glaukonit. Nach BRAUN (1964: 485) ergab eine Analyse 69,1% Quarzsand, 23,1% Carbonate und 7,8% Glaukonit. Der Glaukonitgehalt schwankt in vertikaler und horizontaler Richtung. Einer allmählichen Korngrößenzunahme nach Osten entspricht eine Glaukonitabnahme (HEITFELD 1957: 85). Bei Rüthen ist nach HEITFELD (1957: 86–89) eine mittlere grobsandige schräggeschichtete und 2,5 m mächtige Sandsteinlage in zwei feinsandige Partien (unterlagernder Teil: 2,2 m; überlagernder Teil: 1,5 m) eingebettet. In die Sandsteine sind Gerölle von Gangquarzen, idiomorphen Suttroper Quarzkristallen, Lyditen, Kalk- und Mergelsteinen eingestreut. Eine Feinschichtung ist nicht wahrnehmbar.

Im bergfeuchten Zustand ist der Grünsand weich und von hellgrüner, graugrüner, tiefgrüner bis olivgrüner Farbe. Bei Einwirkung von Atmosphärrillen wird er hart und splitterig. Auf Schicht- und Kluftflächen ist er dann außerdem von rostbraunen geraden oder ringförmig verlaufenden Eisenhydroxidadern durchzogen. Der zu Brauneisen verwitternde Glaukonit verleiht ihm eine schmutzig braune bis braungüne Färbung.

Fossilien: Makrofossilien treten spärlich auf und beschränken sich im wesentlichen auf wenige Inoceramenprismen, Haifischzähnnchen und Knochenrelikte (? Saurier) sowie Pflanzenreste.

Die Mikrofossilien sind durch eine arten- und individuenarme Fauna agglutinierender sowie untergeordnet kalkschaliger Foraminiferen und Radiolarien repräsentiert (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 224).

Altersstellung: Wegen einiger für die Unterkreide typischer Foraminiferen wird der Rühthener Grünsand in das Alb (etwa Mittel- und Oberalb) eingestuft. Es wird auch als möglich angesehen, daß die höchsten Anteile des Grünsandes dem tiefsten Unterocenoman angehören, daß die Alb/Cenoman-Grenze mithin innerhalb des Grünsandes liegt (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 225).

Im Widerspruch zur Alb-Einstufung steht der von C. F. ROEMER (1854: 82) beschriebene Fund von *Schloenbachia varians*, der von der Steilkante an der Hohen Liet bei Höhenpunkt 353,6 zwischen Beleck und Altenrüthen stammt. Der Ammonit fand sich nach C. F. ROEMER (1854) in einer dunkelgrünen, lockeren Mergelschicht, auf welcher bis zu 1 m mächtige, glaukonithaltige, zum Rühthener Grünsand gestellte Sandsteine lagern sollen. Der Rühthener Grünsand wäre demnach in das Cenoman einzustufen.

Wahrscheinlich sind aber die Fundschichten falsch eingestuft. Der Mergel, aus dem der Ammonit stammt, könnte der Hangenden Mergellage des Unterocenomans entsprechen (vgl. ARNOLD 1964: 601; SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 222).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Rühthener Grünsand läßt sich leicht abgrenzen. Das Liegende bilden die gefalteten Sedimente des Paläozoikums, das Hangende ist durch die Hangende Mergellage charakterisiert. Zwischen Drewer und Altenrüthen beträgt die Mächtigkeit des Rühthener Grünsandes 2–5 m, zwischen Altenrüthen und der östlichen Blattgebietsgrenze sogar 8 m.

Verbreitung: Der an der Basis der Kreide-Schichten zutage tretende Rühthener Grünsand ist nördlich der Möhne durch eine deutliche, oft steile, südfallende Geländestufe ausgezeichnet. Die Schichten setzen am Südhang des Eichenberges südwestlich Drewer ein und lassen sich als geschlossener, die zerlappte Kreide-Decke umrahmender Zug bis zum östlichen Blattgebietsrand nördlich Gut Miebach verfolgen.

Südlich der Möhne treten Grünsandrelikte auf der Warsteiner Carbonatplattform in Schlotten, Karsttaschen, höhlenartigen Räumen und Dolinen auf. Die verkieselten glaukonitischen Sandsteine und Feinkonglomerate werden dem Rüthener Grünsand zugerechnet; die glaukonitfreien Sandsteine und Konglomerate werden jedoch als älter eingestuft (vgl. Kap. 3.3.1.).

Aufschlüsse:

- Steilstufe oberhalb der Quellen im Hillendahl am Südrand des Steinker Feldes, R 58 200, H 06 430
- Klippe am Osthang des Haarberges, 550 m südlich Altenrüthen, R 58 920, H 06 330
- Straßenböschung am südlichen Ortsausgang von Altenrüthen, R 59 010, H 06 800
- westlicher Steinbruch Kirsch zwischen Altenrüthen und Rüthen, westlich des Mildebachtales, R 59 460, H 07 130 bis R 59 660, H 07 270
- östlicher Steinbruch Kirsch am nordwestlichen Ortsausgang von Rüthen, östlich des Mildebachtales, R 59 970, H 07 070

Oberkreide

3.3.3. Hangende Mergellage (nicht gesondert ausgeschieden)

Gesteine: Die Hangende Mergellage (HEITFELD 1963: 138) besteht aus hellgrünen bis graugrünen glaukonitischen, sandigen Mergelsteinen, die meist sehr mürbe und wenig verfestigt sind. Auffallend ist der Reichtum an bunten Geröllen in Feinkies-Korngröße (weiße, gelbliche, hellbraune, grüne, rote und rotbraune Quarze). Die Basis der Hangenden Mergellage ist im Blattgebiet durch einen nur wenige Zentimeter umfassenden Horizont mit lagenweise angeordneten Phosphoritknollen (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 214), die Oberkante hingegen durch eine ca. 20 cm mächtige Bank mit Geröllen aus sandig-glaukonitischen Mergelkalksteinen (HEITFELD 1963: 138) gekennzeichnet.

Die Phosphoritknollen werden als Hinweis auf eine Verlagerung des Sedimentationsraumes in einen küstenferneren Schelfbereich angesehen, während die Geröllbank am Top als Aufarbeitungshorizont gedeutet wird.

Fossilien: Die Schichten der Hangenden Mergellage haben im Vergleich zum Rüthener Grünsand im Warsteiner Raum eine reichhaltigere Fauna geliefert, die sich aus agglutinierenden und kalkschaligen Foraminiferen (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 225–229; CLAUSEN 1979: 122), Ostracoden, Fischzähnnchen, Inoceramenprismen, Echinidenstacheln, hexactinelliden Schwammskeletten, Einzelkorallen und Ammoniten (*Turrillites* sp., *Schloenbachia varians* (SOWERBY) zusammensetzt. Außerdem treten Sporen, kohlige Pflanzenhäcksel und bis zu 10 cm lange Hölzer (*Equisetites* sp.) auf.

Im höheren Teil der Hangenden Mergellage nehmen kalkschalige Foraminiferen des tieferen Flachwassers auf Kosten der Sandschaler zu.

Altersstellung: Es wird vermutet, daß zwischen dem Rüthener Grünsand und der Hangenden Mergellage eine Schichtlücke besteht, die etwa das tiefere Untercenoman umfaßt. Nach SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER (1974) lassen sich die basalen, Phosphoritknollen enthaltenden Anteile der Hangenden Mergellage in das höhere Untercenoman stellen. Die Foraminiferenfaunen sprechen dafür, daß die höheren Abschnitte der Hangenden Mergellage bis an die Grenze Unter-/Mittelcenoman heranreichen, möglicherweise

auch schon in das tiefste Mittelcenoman einzustufen sind; wo sich innerhalb der Schichtenfolge die Grenze Unter-/Mittelcenoman genau befindet, läßt sich nicht festlegen.

Die Hangende Mergellage umfaßt mithin den höheren Abschnitt der Zone des *Hypoturrillites carcitanensis* (krc1) und wesentliche Anteile der Zonen der *Schloenbachia* ex. gr. *varians* und des *Mantelliceras saxbii/dixoni*¹⁾ (krc2).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zum unterlagernden Rüthener Grünsand ist wegen der petrographischen Unterschiede und durch den Phosphoritknollenhorizont an der Basis der Hangenden Mergellage überall gut möglich. Zum Hangenden hin, zu den Cenoman-Plänern, besteht ein gleitender Übergang. Die Abnahme der Mergelsteine zugunsten von mergeligen Kalksteinen sowie die Geröllbank an der Oberkante der Hangenden Mergellage ermöglichen auch hier eine sichere Grenzziehung.

Die Hangende Mergellage ist im Blattgebiet Warstein durchschnittlich 1 m mächtig. Im östlichen Steinbruch Kirsch wird eine Mächtigkeit von 1,4 m erreicht.

Verbreitung: Die Hangende Mergellage besitzt nördlich der Möhne die gleiche Verbreitung wie der Rüthener Grünsand. Auch auf der Warsteiner Carbonatplattform lassen sich in Spalten und Karsttaschen Relikte dieser Schichtenfolge aufspüren, wie CLAUSEN (1979: 122 – 123) gezeigt hat. Wegen der geringen Mächtigkeit wird die Hangende Mergellage nicht als selbständiges Schichtenglied auf der geologischen Karte ausgeschieden, sondern mit dem Cenoman-Pläner (s. Kap. 3.3.4.) vereinigt.

Aufschlüsse:

- westlicher Steinbruch Kirsch zwischen Altenrüthen und Rüthen, westlich des Mildebachtales, R 59 460, H 07 130 bis R 59 660, H 07 270
- östlicher Steinbruch Kirsch am nordwestlichen Ortsausgang von Rüthen, östlich des Mildebachtales, R 59 970, H 07 070

3.3.4. Cenoman-Pläner (krc)

Gesteine: Der Cenoman-Pläner besteht aus einer Wechsellagerung blaugrauer, weiß- bis gelbgrauer, plattig bis knollig ausgebildeter Mergelsteine, mergeliger bis reiner Kalksteine und Knollenkalksteine. Die einige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Mergelsteine spalten teilweise in dünne Lagen auf, wittern heraus und unterteilen durch deutliche Bankfugen die an Klüften in quaderartige Platten zerlegten Kalksteine. Auch die Mächtigkeit der einzelnen Kalksteinbänke übersteigt kaum einige Dezimeter.

Der basale, 80 – 100 cm mächtige, die Hangende Mergellage (s. Kap. 3.3.3.) überlagernde Anteil der Cenoman-Pläner ist noch stark sandig und durch unregelmäßig verteilten Glaukonit graugrün gefärbt. Zum Hangenden hin nimmt die Glaukonitführung ab. Ein Bezug zu der etwa 1 m mächtigen, im Mittelabschnitt der Cenoman-Pläner eingelagerten stärker glaukonitischen Kalksandsteinbank des Hemmerner Grünsandes (SEIBERTZ 1979: 88) konnte im Blattgebiet Warstein nicht hergestellt werden.

Bei starker Verwitterung ist der gesamte Kalkgehalt fortgelöst. Die verbleibenden gelb- bis rostbraun gefärbten, tonig-schluffigen und kieselsäurereichen Skelette werden als „Hottensteine“ bezeichnet und überschottern die aus den Plänern gebildete Hochfläche, welche

¹⁾Zonengliederung nach Empfehlung der MCE-Arbeitsgruppe Mitteleuropa 1980

zum Haarstrang überleitet. Dunklere Stellen im Gestein, die den Plänen vielfach das Aussehen eines geflammten Kalksteines verleihen, beruhen auf einer Anreicherung von Kieselsäure. Die kieselsäurereichen Konkretionen sind als vielgestaltige Hornsteinknollen ausgebildet. Als echte Flinte oder Feuersteine (SEIBERTZ 1979: 88) kann man sie nicht ansprechen. Wegen ihrer Härte treten sie an längerer Zeit der Verwitterung ausgesetzten Steinbruchwänden erhaben hervor. Sie sind grau bis blaugrau, enthalten Reste von Kiesel Schwämmen und beteiligen sich als „Boikensteine“ ebenfalls an dem die Hochflächen überkleidenden Verwitterungsschutt. Solche Hornsteinknollen sind an kein bestimmtes stratigraphisches Niveau geknüpft und daher biostratigraphisch wertlos (KÜHNE 1938: 12). Es läßt sich jedoch beobachten, daß die Kieselknollen im höheren Mittelcenoman gehäuft auftreten, im Obercenoman hingegen wieder stark abnehmen (SEIBERTZ 1979: 88, Abb. 3). Ein an Hornsteinknollen reicher Aufschluß befindet sich am nördlichen Ortsausgang von Altenrüthen (R 58 830, H 07 220).

Fossilien: Der Cenoman-Pläner ist sehr fossilreich. Eine ca. 30 cm über der Basis auftretende, etwa 70 cm mächtige, sehr fossilreiche Schicht, von HEITFELD (1963) als „Fossilbank“ bezeichnet, läßt sich über viele Kilometer parallelisieren.

Nach RITZEL (1972: 153–155) und eigenen Aufsammlungen treten auf:

Schloenbachia varians (SOWERBY)
Mantelliceras mantelli (SOWERBY)
Mantelliceras sp.
Acompsoceras sp.
Nautiloidea div. sp. indet.
Inoceramus (*Inoceramus*) *crippsi* MANTELL
Inoceramus div. sp.
Camerogalerus cylindrica (LAMARCK)
Holaster subglobosus (LESKE)
Kiesel Schwämme
sand- und kalkschalige Foraminiferen

Altersstellung: Der Cenoman-Pläner umfaßt den größten Anteil des Mittelcenomans. Er enthält die Zonen des *Turrillites costatus* und *Turrillites acutus* (krc3) und große Anteile der Zone des *Acanthoceras jukesbrownei*²⁾ (krc4).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zur Hangenden Mergellage ist wegen der petrographischen Unterschiede jederzeit gut möglich. Über das Hangende, die Armen *rhoto magense*-Schichten des Obercenomans, können im Blattgebiet Warstein keine Angaben gemacht werden. Da die Gesteine beider Schichtenfolgen sehr ähnlich ausgebildet sind, ist eine Unterscheidung nur auf faunistischer Grundlage durchzuführen, was jedoch durch die Faunenarmut der Armen *rhoto magense*-Schichten in der Regel vereitelt wird. Zudem ist das Leitfossil *Acanthoceras rhoto magense* (DEFRANCE) nicht auf die Armen *rhoto magense*-Schichten beschränkt, sondern tritt schon im höheren Teil der Cenoman-Pläner auf. Nach heutiger Kenntnis enthalten die Armen *rhoto magense*-Schichten den höheren Teil des krc4 sowie krc5 und krc6, entsprechen also in etwa dem Cenoman.

Die auffällige Anreicherung von Hornsteinknollen im höheren Teil der Cenoman-Pläner ermöglicht es immerhin, die Cenoman-Pläner von den Armen *rhoto magense*-Schichten feldgeologisch einigermaßen zutreffend abzutrennen. Hiernach kann nicht ausgeschlossen werden, daß die tieferen Anteile der Armen *rhoto magense*-Schichten am Nordrand des

²⁾ vgl. Fußnote auf S. 70

Blattgebietes Warstein anstehen. Auf der geologischen Karte wurden beide Schichtenglieder vereinigt. Der erschlossene Anteil der Cenoman-Pläner beträgt etwa 20 m.

Verbreitung: Die Cenoman-Pläner bilden die ebene Vorstufe des eigentlichen Haarstranges und ziehen am gesamten Nordrand des Blattgebietes nördlich der Möhne entlang. Der Erosionsrand der Plänerplattform ist stark gelappt und gebuchtet.

Aufschlüsse:

- Hohlwegeinschnitt nördlich der B 55 bei Belecke, R 53 900, H 06 870
- aufgelassener Steinbruch ca. 1 km nordwestlich Belecke, R 54 660, H 06 870
- Hohlweg zwischen Drewer und der Göbellinde (Höhenpunkt 340,0), R 56 660, H 07 080 bis R 56 750, H 06 830
- Klippen an der Steilkante, ca. 320 m südsüdwestlich der Göbellinde, R 56 690, H 06 480
- Klippen an der Steilkante der Hohen Liet bei Höhenpunkt 353,6, R 56 870, H 06 200
- westlicher Ortsausgang von Altenrüthen, R 58 520, H 07 060
- nördlicher Ortsausgang von Altenrüthen, R 58 830, H 07 220
- westlicher Steinbruch Kirsch zwischen Altenrüthen und Rüthen, westlich des Mildebachtales, R 59 460, H 07 130 bis R 59 660, H 07 270
- östlicher Steinbruch Kirsch am nordwestlichen Ortsausgang von Rüthen, östlich des Mildebachtales, R 59 970, H 07 070

3.4. Tertiär

Marine Ablagerungen der Tertiär-Zeit sind im Blattbereich Warstein nicht bekannt. Das während des Tertiärs herrschende feucht-tropische Klima hat den paläozoischen Untergrund, soweit er frei zutage lag, tiefgreifend zersetzt. Wo die oberkreidezeitliche Sedimentdecke noch verbreitet war, schirmte sie das unterlagernde Paläozoikum weitgehend gegen die tertiären Verwitterungseinflüsse ab.

Der größte Teil der unter tropischem Klimaeinfluß entstandenen Böden ist während der im Pleistozän abgelassenen periglazialen Bodenverlagerungen abgetragen und fortgeführt worden, so daß nur noch die tieferen wurzelartigen Ausläufer sporadisch anzutreffen sind. Als solche sind die fossilen Graulehmrelikte anzusehen, die man stellenweise im Arnsberger Wald südlich der Warsteiner Carbonatplattform vorfindet. Dabei kann nicht ausgeschlossen werden, daß ein Teil dieser Plastosole während des periglazialen Klimas ausgeflossen und, weit entfernt vom Ort ihrer Entstehung, in erosionsgeschützten Lagen eingeschwemmt sind.

Das Paläorelief der Warsteiner Carbonatplattform wurde während der Alt- und Mitteltertiär-Zeit weitgehend von oberkretazischen Sedimenten verhüllt und konserviert. Tertiäre Karstgroßformen sind daher nicht zu erwarten (CLAUSEN et al. 1982). Es hat daher auch keine nennenswerten tertiären Sedimentansammlungen in Karsthohlräumen gegeben. Jungtertiäre Schlottensedimente werden zwar vermutet, ihr biostratigraphischer Nachweis ist jedoch im Warsteiner Raum bisher nicht gelungen.

Hinsichtlich der im Tertiär stattgefundenen Landschaftsentwicklung (tiefgründige Zersetzung und Denudation während der verwitterungsaktiven frühen tertiären Klimaphasen; nach Norden gerichtete Abdachung; Herausbildung des Gewässernetzes) sowie Vererzung und Verkieselung im Warsteiner Raum sei auf die Kapitel 5., 6. und 7. verwiesen.

3.5. Quartär

Lockergesteine des Quartärs (Kiese, Sande, Schluffe, Tone) lagern in wechselnder Mächtigkeit und diskordant älteren Gesteinen des Paläozoikums und des Mesozoikums auf. Sie entstanden größtenteils unter dem Wechsel mehrerer Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns.

Der Münsterland-Geltscher stieß während der Saale-Kaltzeit möglicherweise örtlich über den Haarstrang hinweg bis in den nördlichen Bereich des Blattgebietes vor (vgl. S. 110), der überwiegende Teil des Blattgebietes blieb jedoch eisfrei und wurde vom periglazialen Klima nachhaltig geprägt.

Die vorherrschenden mechanischen Verwitterungsprozesse zerkleinerten durch Frostsprengung die oberflächennahen Gesteine. Die Schuttmassen wurden während der Auftauperioden zusammen mit einem schluffig-feinsandigen Tonbrei soliflukktiv talwärts transportiert, wo sie von Flüssen weiter umgelagert wurden. Die Gesteinsfracht steigerte die Seiten- und Tiefenerosion der Flüsse, bei nachlassender Transportkraft wurde der Schutt wieder abgelagert. Dieser Vorgang wiederholte sich durch den Wechsel mehrerer Kalt- und Warmzeiten und infolge fortdauernder epirogenetischer Hebungen mehrmals. Dabei entstanden während der kältesten Perioden in verschiedenen Höhenlagen unterschiedlich alte Talböden, die im Zuge der fortschreitenden Tieferlegung der Täler als schmale Terrassenleisten an den Talhängen erhalten geblieben sind.

Die Nebentäler sind asymmetrisch gestaltet: Süd- und Südwesthänge sind steiler als Nord- und Nordosthänge. Die an den sonnenseitig exponierten Süd- und Südwesthängen schneller auftauenden Schuttmassen wurden rascher talwärts transportiert als diejenigen auf den Schattenhängen. Die Schmelzwässer räumten den Schutt aus und schnitten dabei in immer stärkerem Maße die Süd- und Südwesthänge an. Dabei wurde der Lauf ständig weiter an die Hangfüße dieser Talseiten verlagert, die so zunehmend steiler wurden als die Gegenflanken.

Die Verkarstung des Warsteiner Massenkalks erreichte im Pleistozän nicht mehr das Ausmaß der vorpleistozänen Epochen.

Im ganzen Gebiet wurde Löß angeweht, der durch die Einwirkung der Atmosphärien zu Lößlehm verwitterte und teils soliflukktiv, teils erosiv umgelagert wurde. Er wurde zusammen mit älteren Verwitterungsdecken des Tertiärs und Altpleistozäns flächenhaft abgetragen und teilweise in erosionsgeschützte Lagen der verkarsteten Massenkalk-Oberfläche eingespült. Außerdem wurden früher plombierte Hohlräume des Massenkalks durch den soliflukativen Abtrag wieder freigelegt, so daß sowohl die älteren Böden als auch die jüngeren Lösses eingeschwemmt werden konnten. Bei diesen jüngeren, in Höhlen, Spalten und Schlotten abgelagerten pleistozänen Karstsedimenten handelt es sich im Warsteiner Raum nur selten um geschichtete, häufiger jedoch um verstürzte Lockermassen. Sie lassen eine eindeutige stratigraphische Einordnung auf faunistischer und pollenanalytischer Basis bisher nicht zu. Über solche Einlagerungen berichteten in jüngster Zeit MEIBURG et al. (1977), CLAUSEN et al. (1978), CLAUSEN (1979: 115 – 117, Abb. 1 – 2), MEIBURG (1979: 375 – 376, Abb. 8), CLAUSEN et al. (1982).

An der Westwand des aufgelassenen Massenkalk-Steinbruches der Warsteiner Kalkwerke (Gebr. Feldmann) wurde 1978 gegenüber dem Zugang zur Liethöhle eine pleistozäne Spaltenbreccie mit zahlreichen Höhlenbärrelikten gefunden (CLAUSEN 1979: 120 – 122). Der

in den Warsteiner Höhlen häufig angetroffene Höhlenlehm (Mergel, Schluff und Feinsand) entstand durch Kalksteinverwitterung und durch Vermischung mit eingespültem Lößlehm. Der Höhlenlehm ist bereichsweise von Sinterkrusten überzogen (MEIBURG et al. 1977: 482, 492 – 493).

Vor ca. 10 000 Jahren, mit dem Beginn des Holozäns, ging der klimatische Einfluß der Kaltzeiten zu Ende. Das Holozän war an der Bildung von Lockergesteinen und an landschaftsformenden Vorgängen nur noch in geringem Maße beteiligt. Auenlehme, Schwemmkegel und Geröllablagerungen in Talsohlen (Niederterrasse) und Talkerben sind die wichtigsten dieser in jüngster Vergangenheit entstandenen Ablagerungen. Im südlichen Blattbereich, nördlich der Wasserscheide zwischen Ruhr und Möhne, entstanden auf den Oberen Arnsberger Schichten zahlreiche kleine, meist 1 m Mächtigkeit kaum übersteigende Niedermoore (vgl. Kap. 3.5.2.1.).

3.5.1. Pleistozän

3.5.1.1. Oberste Terrassen

Die ältesten Terrassen liegen 1–2 km außerhalb des Blattgebietes auf dem Kamm des Haarstranges. Sie enthalten Gerölle aus dem Sauerland (Grauwacken, Kieselschiefer, Gangquarze) und wurden von der Urmöhne zu einem Zeitpunkt abgelagert, als die Basis der Flußtäler noch über dem heutigen Niveau der Haar lag und ihr Südrand noch nicht gehoben war (RITZEL 1972: 223). Diese Schotter besitzen ein präquartäres Alter.

Die nächstälteren Schotter treten über der fast ebenen, aus Cenoman-Plänern aufgebauten Geländeverebnung zwischen Belecke und Rüthen südlich der Kammlinie auf. Die Plattform liegt 30–40 m unter dem Niveau der Haar und ca. 40–50 m über der heutigen Sohle des Möhnetales. Dort finden sich Flußgerölle in dünner Bestreuung. Es können vor allem Sandsteine, Quarzite und Grauwacken beobachtet werden, die weitgehend den Oberen Arnsberger Schichten entstammen dürften. Nach TIMMERMANN (1959: 70) ist diese Geländeebene als Zwischenform von breiter Flußterrasse und schmaler Schichtstufenfläche zu werten. Sie wird als Drüggelter Möhneterrasse bezeichnet. Ihre Südbegrenzung wird weitgehend durch die vom Rüthener Grünsandstein hervorgerufene Geländestufe gebildet. Nach KÜHNE (1938: 15) stellt die lockere Geröllbestreuung den Überrest der Hauptterrasse dar. Ein oberpliozänes Alter dieser Schotter (TIMMERMANN 1959: 80) ist fraglich, wahrscheinlich ist Altpleistozän.

3.5.1.2. Mittelterrassen (M1, M2)

Zwischen dem Südrand der Drüggelter Möhneterrasse und dem rezenten Möhnetal sind mehrere Terrassenreste ausgebildet, welche sich den Mittelterrassen zuweisen lassen. Die Terrassen treten zwischen Belecke und Rüthen beiderseits der Möhne und am Unterlauf der Glenne vor ihrer Einmündung in die Möhne auf. Terrassenreste finden sich auch an Lörmecke und Schlagwasser.

Man kann zwischen einer oberen Terrassengruppe mit Geländehöhen zwischen +280 und +300 m NN und einer unteren Terrassengruppe mit Geländehöhen zwischen +270 und +290 m NN unterscheiden. Die obere Gruppe (20–25 m über der Möhnetalsohle) läßt sich der Oberen Mittelterrasse (M1), die untere Gruppe (5–15 m über der Möhnetalsohle) der Unteren Mittelterrasse (M2) zuweisen.

Beide Terrassengruppen führen Gerölle aus Sandsteinen, Quarziten, Kieselschiefern und Gangquarzen. Die Untere Mittelterrasse enthält im Blattgebiet 4515 Hirschberg (Ziegelei Niederbergheim) außerdem nordische Geschiebe, was ihre Entstehung während der Saale-Kaltzeit glaubhaft macht. Die Obere Mittelterrasse wird daher in die Elster-Kaltzeit, die Untere Mittelterrasse in die Saale-Kaltzeit eingestuft.

Die Untere Mittelterrasse wird am Nordhang des Möhnetales zwischen Belecke und Drewerheide maximal 1,2 m mächtig. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 70 cm. Meist ist nur noch der Terrassenfuß zu erkennen; der überwiegende Teil der Terrassenfläche ist mit Hanglehmen überkleidet.

ARNOLD (1960: 746) unterschied im Blattgebiet Warstein mehrere Terrassen, die gruppenweise in bestimmten Höhen über der Möhnetalaue liegen (vgl. Tab. 8). Die ausgeprägteste und am weitesten durchhaltende Terrasse ist nach ihm diejenige, welche 15–20 m über der Aue liegt.

Tabelle 8
Terrassengliederung
(Höhenangaben und zeitliche Einstufung nach ARNOLD 1960)

Höhen über Talaue	zeitliche Einstufung	Terrassenzuordnung
0 m (Aue-Niveau)	Jungweichsel-Kaltzeit	Niederterrasse
5 m — 10 m	Altweichsel-Kaltzeit	?Untere Mittelterrasse
etwa 12 m	Warthe-Stadium der Saale-Kaltzeit	
15 m — 20 m	Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit	Untere Mittelterrasse
25 m — 30 m	?Elster-Kaltzeit	Obere Mittelterrasse
35 m — 40 m	?Brüggen- bis Eburon-Kaltzeit	Hauptterrasse (Drüggelter Möhneterrasse)

3.5.1.3. Niederterrasse (nicht gesondert ausgeschieden)

Die Talschotter der Möhne und Glenne entstanden während der Weichsel-Kaltzeit und werden daher zur Niederterrasse gerechnet. Sie können jedoch auf der geologischen Karte nicht dargestellt werden, weil sie überall von der holozänen Auenlehmdecke (vgl. Kap. 3.5.2.1.) verhüllt werden.

Die Talschotter wurden abgelagert, als die mit Gesteinsschutt beladenen Schmelzhochwässer durch Seiten- und Tiefenerosion das heutige Möhne- und Glennebett schufen. Die Mächtigkeit der Geröllagen wechselt in Abhängigkeit von Wasserführung, Strömungsgeschwindigkeit und Relief der Talsohle. Im Möhnetal zwischen Belecke und Rüthen wurden unter einer durchschnittlich 2 m mächtigen Auenlehmschicht 1–1,3 m umfassende Schotterkörper erbohrt. Die Basis des Schotterkörpers ist reich an abgerollten Tonsteinen, welche dem an der Talsohle anstehenden und aufgearbeiteten Oberkarbon entstammen dürften.

In einer Baugrube für ein Klärbecken bei Rüthen (Bereich der Einmündung der Küttelbecke in die Möhne) folgten unter einer bis 2 m mächtigen Auenlehmdecke zunächst maximal 1 m umfassende Torfe, dann ein maximal 1,5 m mächtiger Schotterkörper, schließlich das anstehende Oberkarbon. Eine Datierung der Schotter ergibt sich indirekt dadurch, daß die Pollenspektren der überlagernden Torfe ein frühholozänes Alter (Präboreal) besitzen. Der Aufwuchs des Torfes reichte bis in das Boreal, an einer Stelle sogar in das Atlantikum hinein (vgl. Kap. 3.5.2.1.).

Im unteren Glennetal, kurz vor der Einmündung in das Möhnetal, schwillt der Schotterkörper örtlich auf 2,2 m an. Ähnlich große Mächtigkeiten lieferte das zwischen Kallenhardter Heide und Sutlindenkopf sehr breite Tal der Schlagwasser.

3.5.1.4. Hang- und Hochflächenlehm („hg)

Der Hang- und Hochflächenlehm besteht aus einem tonigen bis feinsandigen Schluff mit mehr oder weniger umfangreichen Stein- und Gruskomponenten. Er entstand, als die Schuttmassen des während der Kaltzeiten durch Frostverwitterung gesprengten und mechanisch zerkleinerten paläozoischen Untergrundes dem Gefälle entsprechend soliflukktiv talwärts transportiert wurden. Dabei vermischten sie sich mit Lößanteilen. Der sich anreichernde Schutt verlehmt während der Warmzeiten. Dargestellt ist diese Deckschicht auf der geologischen Karte im allgemeinen nur dort, wo sie eine Mächtigkeit von 2 m und mehr erreicht.

Die talwärts wandernden Schuttmassen griffen auch auf die älteren Talböden über und verdeckten größtenteils die verbliebenen Terrassenrelikte (vgl. Kap. 3.5.1.2.). Die Verzahnung des Hangschuttes mit rezenten Talböden der Möhne, Glenne, Lörmecke und Biber weist darauf hin, daß der Vorgang bis zur Gegenwart anhält. Die holozänen Bildungen sind dabei nicht von den pleistozänen zu trennen, allerdings kann man davon ausgehen, daß dem pleistozänen Schutt der größte Mächtigkeitsanteil zukommt. Möglicherweise kam ein Teil der nördlich der Möhne zwischen Beleck und Rütten sich ausbreitenden Lockersedimentdecke durch die Vermischung von periglazialen Wandschutt und Geschiebelehm zustande (vgl. S. 110). Ein Teil des Hang- und Hochflächenlehms wurde in die Karstschlotten und unterirdischen Hohlräume der Warsteiner Carbonatplattform eingespült, wo er sich mit dem zum Teil in situ gebildeten Höhlenlehm vermengte.

Am Südrand der Carbonatplattform befindet sich zwischen Wideybach und der Lörmecke ein 4 km langer und ca. 250 m breiter versumpfter, mooriger Wiesen- und Weidestreifen, in welchem zum Teil der Hang- und Hochflächenlehm große Mächtigkeiten erreicht. 4,5 m tiefe Baugruben im Industriegebiet Enkebruch erschlossen ein Gemenge von steinigem Hang- und Lößlehm, ohne daß das Anstehende erreicht war. Die Gründe für die Ansammlung so umfangreicher Schuttmassen beruhen auf der besonderen Entstehungsweise des hier entlangziehenden „Warsteiner Trümmerzuges“ (vgl. S. 93–94).

3.5.1.5. Verwitterungsdecke

Ebene bis schwach geneigte Hochflächen im Arnsberger Wald sind an mehreren Stellen mit einer dünnen, meist 1 m unterschreitenden Verwitterungsdecke überkleidet. Die Decken setzen sich aus mit Lößkomponenten vermischtem Verwitterungslehm zusammen, welcher zum Teil stark tonig, meist aber sandig, steinig und grusig ausgebildet ist. Die zahlreichen steinigen und grusigen Bestandteile entstammen dem felsigen Untergrund der Oberen Arnsberger Schichten, welche hier periglazial tiefreichend zersetzt wurden.

3.5.2. Holozän

3.5.2.1. Ablagerungen in den Talsohlen und Talkerben (qh)

Durch den mit Beginn des Holozäns einsetzenden Temperaturanstieg entstand ein Klima, das in etwa mit dem der glazialen Warmzeiten verglichen werden kann. Die Vegetation, die

den von nun an nicht mehr gefrorenen Boden mit einem dichten Pflanzenkleid überzog, schränkte den Abtrag des Lockerschuttes ein. Somit trat an die Stelle der früher vorherrschenden flächenhaften Solifluktion nunmehr die meist nur linear ausgerichtete Erosion. Den Flüssen wurden durch Auswaschungen der Hänge bei kräftigen Regengüssen neben Grobschutt vornehmlich Tonröbe und Feinsandpartikel zugeführt, die sich bei Hochwässern als gelbbrauner Auenlehm über den weichselkaltzeitlichen bis frühholozänen Schotterkörpern der Niederterrassen (s. Kap. 3.5.1.3.) absetzte. Ein Teil der Tröbe wurde auch in den Porenraum der oberen Schotter eingespült.

Die Mächtigkeit der Auenlehmdecke beträgt 0,5 – 2,5 m. Ausgedehntere Auenlehmdecken bildeten sich im Blattgebiet nur bei Flüssen und Bächen mit größeren Talbreiten und ebenen Sohlen wie Möhne, Wester, Glenne, Lörmecke, Schlagwasser, Biber und Schorenbach.

Die Mittel- und Niedrigwässer haben sich in die Auenlehmdecke und den höheren Terrassenschotter mäandrierend eingeschnitten und wirken an der Gestaltung des Fluß- und Bachbettes noch heute fort. An Prallhängen schneiden sie durch seitliche Erosion den Uferhang an, höhlen ihn aus und bringen überhängende Uferteile zum Einsturz, an Gleithängen wird weiterhin Tröbe, vermischt mit Geröll und mitgeführtem Treibgut, akkumuliert. Auch die angeschnittenen Talsohlenschotter werden im Holozän noch umgelagert und können bei Hochwasser auf den Auenlehm angelandet werden.

Bei den durch Eng- und Steilstrecken gekennzeichneten trog- und kerbförmigen Seitentälern wird der Hangschutt von den Wässern nur so weit abgetragen und eingeebnet, wie die Transportkraft des Wassers ausreicht, wobei größere Gerölle und Blockschutt hobelnd und meißelnd die schmale Talsohle bearbeiten können. Infolgedessen tritt an den Sohlen sehr vieler Seitentäler das Anstehende zutage. Gerölle werden in Auskolkungsrinnen hinter liegendebliebenen Großblöcken und Härtlingsrippen abgesetzt. Wo Auenlehm sich bilden konnte und erhalten blieb, geht er meist ohne erkennbare Grenze in Hanglehm über. Verschiedentlich werden die Bachkerben durch lineare, rückschreitende Erosion hangaufwärts verlegt.

3.5.2.2. Schwemmkegel

Wo die Bäche der Seitentäler bei steilerem Gefälle in die großen ebenen Talauen münden, kommt es bisweilen zu deltaartigen, uhrglasförmig gewölbten Aufschüttungen der aus tonig bis sandigem Fein- und Grobschutt bestehenden Geröllfracht auf die Auenlehmdecke. Solche, sich einige Dezimeter bis zu wenigen Metern über die ebene Talsohle des Vorfluters erhebende Schwemmkegel befinden sich im Tal der Möhne, der Glenne und des Westerbaches. In einigen Fällen greifen sie so weit in das Haupttal vor, daß sie die Vorfluter zum Ausweichen zwingen (Belecke; westsüdwestlich Rattenkopf).

3.5.2.3. Niedermoor (,Hn) (H.-W. REHAGEN)

Im Blattgebiet sind geringmächtige Torfvorkommen wiederholt anzutreffen. Sie wuchsen meist inner- oder unterhalb eines Quellbereiches in soligenen Quell- oder Hangniedermoo- ren auf, aber auch auf Talsohlen und in Mulden als topogene Versumpfungsniedermoo- re. Alle besaßen eine so geringe Ausdehnung, daß sie nie aus dem Bereich mineralischer Nährstoffzufuhr gelangten; daher ist es in keinem Fall zur echten Hochmoorbildung (ombrogenes Moor) gekommen. Nur die etwas größeren entwickelten mosaikartig Übergangs- moorcharakter.

Die meisten dieser kleinflächigen und geringmächtigen Moore dürften kaum älter als 2000 Jahre sein. Sie sind während des kühler und feuchter werdenden Klimas der Nachwärmezeit entstanden. Für diese Moorbildungen mag das Moor am Ausspann mit einer Torfauflage von 60 cm Mächtigkeit als Beispiel dienen (s. S. 82). Torfmächtigkeiten von 1,0 – 1,5 m wurden nur in sechs weiteren Niedermooren angetroffen, von denen das Moor am Rückenberg (s. S. 81) die Vegetationsentwicklung der letzten 3000 Jahre kontinuierlich widerspiegelt. Noch ältere Abschnitte des Holozäns finden sich, allerdings nur lückenhaft, in organogenen Ablagerungen und Torfen eines inzwischen überdeckten Moores auf der nördlichen Seite des Möhnetales bei Rüthen (R 59 590, H 05 440; + 275 m NN). Dort stand an der Nordwand der Baugrube für ein Klärbecken eine etwa 1 m mächtige Torfschicht an, die in westlicher Richtung auskeilte (s. S. 75).

3.5.2.3.1. Vegetationsgeschichte (H.-W. REHAGEN)

Die gesamte holozäne Vegetationsgeschichte konnte nicht in einem einzigen Torfprofil erfaßt werden. Sie ist jedoch aus dem etwa 30 km südwestlich gelegenen Obervalberter Tal bei Ödingen (REHAGEN in CLAUSEN 1978) und seit dem Ende der Frühen Wärmezeit (Boreal) aus dem nur 20 km entfernten Rauhen Bruch, südlich von Bödefeld, bekannt geworden (REHAGEN in EBERT 1968). Bei der vegetationsgeschichtlichen Gliederung wird das Zonierungssystem nach OVERBECK (1950) angewandt. Die angegebenen zeitlichen Daten stellen Mittelwerte verschiedener ¹⁴C-Datierungen aus dem nordwestdeutschen Raum und aus angrenzenden Gebieten dar.

Das heute überdeckte Moor im Möhnetal bei Rüthen (R 59 540, H 05 440; + 275 m NN) ist durch die lokale Vegetation stark beeinflußt worden; dies resultiert nicht zuletzt aus der im Auenbereich herrschenden Vegetationsdynamik. Deshalb weisen die nacheiszeitlichen Vegetationsabschnitte einige abweichende Erscheinungen gegenüber der üblichen Abfolge auf.

Im einzelnen ergab sich an der Entnahmestelle der folgende Profilaufbau:

0,00 – 1,00 m	Aufschüttung
1,00 – 1,88 m	grauer, teils feinsandiger Schluff, braungrau und humos werdend
1,88 – 2,00 m	Erlenbruchtorf, schwarzbraun, stark zersetzt
2,00 – 2,60 m	Seggentorf, dunkelbraun, stark zersetzt, mit zahlreichen <i>Carex</i> -Innenfrüchten und Holz von <i>Salix</i> und <i>Betula</i>
2,60 – 2,84 m	holzreicher (<i>Salix</i>) Seggentorf mit abnehmendem Mineralanteil
ab 2,84 m	Mittel- bis Grobkies, wenig Feinkies

Die palynologische Untersuchung dieses Moores erbrachte folgende Ergebnisse:

Zone IV (284 – 260 cm): Jüngere Dryas-Zeit, Parktundrenzeit, 8900 – 8250 v. Chr.

Die untersten Pollenspektren dürften das Ende der Jüngeren Tundrenzeit gerade noch erfaßt haben. Das Sediment ist stark minerogenhaltig, was für eine noch offene Pflanzendecke spricht, und die Pollendichte ist gering. Die Nichtbaumpollen (NBP) dominieren gegenüber den Baumpollen (BP); eine sippenreiche NBP-Flora tritt auf. Von den spätglazialen Leitformen kommt allerdings nur die Wiesenraute (*Thalictrum*) reichlich vor; dagegen wartet etwa der Beifuß (*Artemisia*) nur mit sehr bescheidenen Anteilen auf. Andere Gattun-

gen oder Arten fehlen, doch mag dies auch der geringen Pollendichte zuzuschreiben sein. Unter den Baumpollen herrschen die Weiden (*Salix*), gefolgt von den Birken (*Betula*), vor. Die Kiefer (*Pinus*) ist nur sehr schwach vertreten. Das Vegetationsbild spiegelt sehr kühle bis kalte klimatische Bedingungen wider.

Zone V (260 – 220 cm): Präboreal oder Vorwärmezeit, Birken – Kiefernzeit, 8250 – 7700 v. Chr.

Die jetzt einsetzende Erwärmung bringt zunächst kaum Veränderungen. Nur die hauptsächlich das Riedmoor aufbauenden Sauergräser (Cyperaceae) expandieren kräftig. Im Sediment nimmt der Mineralanteil deutlich ab, die bisher offene Pflanzendecke schließt sich. Unter den Bäumen dominieren die Weiden, am und im Riedmoor standortmäßig begünstigt, noch weit in diesen Vegetationsabschnitt hinein, ehe die Birke gegen Ende dieser Epoche ihr präboreales Maximum erreicht und die Weiden kräftig zurückdrängt. Die Kiefer nimmt während dieser Zeit nur geringfügig zu. Als erstes anspruchsvolles Laubholz erscheint die Haselnuß (*Corylus*). Bei den Nichtbaumpollen geht *Thalictrum* deutlich zurück, dafür breitet sich *Filipendula* (Mädesüß) kräftig aus.

Zone VI (220 – 188 cm): Altboreal oder Frühe Wärmezeit, älterer Teil, Kiefern – Haselzeit, 7700 – 6800 v. Chr.

Nur der Beginn dieser Vegetationsphase ist im Profil noch erfaßt. Kiefer und Hasel zeigen zunehmende Werte. Die ersten Vertreter des Eichenmischwaldes (EMW = *Quercetum mixtum*) stellen sich ein; es sind dies die Eiche (*Quercus*) und die Ulme (*Ulmus*). Der weitere Verlauf wird jedoch durch die lokale Vegetationsentwicklung überdeckt. Das Riedmoor wandelt sich zu einem Birkenbruchwald.

Bei 188 cm endet die Torfablagerung im Profil bei Rüthen. Es fehlt die gesamte Zone VII, das Jungboreal (die Zeit von 6800 – 6000 v. Chr.), in der die Hasel ihr boreales Maximum erreicht und der Eichenmischwald sein Areal deutlich zu Lasten der Kiefer ausweitet. Neben Eiche und Ulme würden jetzt auch die Linde (*Tilia*), die Esche (*Fraxinus*) und Ahorn (*Acer*) als weitere Eichenmischwaldglieder auftreten. Die Erle (*Alnus*) wandert ein. Infolge der ansteigenden Bewaldungsdichte nehmen hier Nichtbaumpollen, von örtlichen Besonderheiten abgesehen, stark ab. Die klimatischen Bedingungen erreichen ihr Optimum.

Zone VIIa + b (170 – 145 cm): Atlantikum oder Mittlere Wärmezeit, Eichenmischwaldzeit, 6000 – 3000 v. Chr.

Die auf den Torf folgenden Schluffe liegen offenbar diskordant auf, denn im oberen Abschnitt des Profils zeigt die Baumpollenverteilung ein völlig verändertes Bild. Die Erle (*Alnus*) herrscht ganz eindeutig vor. Als Folge eines feuchter gewordenen Klimas und eines damit verbundenen Anstiegs des Grundwasserspiegels breiten sich in den Niederungen Erlen(bruch)wälder nahezu schlagartig aus. Auf den trockeneren Standorten dominiert der Eichenmischwald mit der Hasel in der zweiten Baumschicht. Im Pollendiagramm kommt dies nur ungenügend zum Ausdruck, da die Erle lokal überrepräsentiert ist und deshalb pollenstatistische Verzerrung hervorruft. Innerhalb des Eichenmischwaldes sind Ulme und Linde stärker als die Eiche vertreten, auch liegt der Anteil der Kiefer noch über 10%. Dieser Abschnitt des Profils dürfte danach während der Unterzone VIIa entstanden sein. Ab 145 cm war das Sediment pollenfrei. Die Unterzone VIIb, in der sich Eiche und Linde weiter ausbreiten, während die Ulme mehr oder weniger zurückgedrängt wird und die Kiefer fast völlig verschwindet, ist in diesem Moorprofil bereits nicht mehr nachzuweisen.

In dem Moor am Jagdhaus Malepartus im Jagen 32 (R 64 740, H 00 840, + 370 m NN) konnte die Vegetationsentwicklung ab dem Ende der Zone IX palynologisch nachgewiesen werden. Es weist an der Profilentnahmestelle nur eine Mächtigkeit von 110 cm auf, enthält jedoch lückenlos die Vegetationsentwicklung der letzten 3000 Jahre. Das Profil besaß den folgenden Aufbau:

- | | |
|------------|--|
| 0– 10 cm | Laubmoostorf, braun, mäßig zersetzt, mit Fichtennadeln, rezent durchwurzelt |
| 10– 110 cm | Erlenbruchtorf, mittel- bis dunkelbraun, mäßig stark bis stark zersetzt, lagenweise Radizellen oder Laubmoose enthaltend |
| ab 110 cm | Schluff, tonig, grau, zunehmend sandig werdend, anfangs noch bräunlich und humos |

Zone IX (110–95 cm): Subboreal oder Späte Wärmezeit, Eichenmischwaldzeit, 3000– 1100 v. Chr.

Diese spätwärmezeitliche Epoche ist durch die Einwanderung der Buche und ein allmähliches Einsetzen menschlicher Einflußnahme auf die Vegetation gekennzeichnet. Die Buche (*Fagus*) weist unter den Baumpollen bereits mehr als 5 % auf. Damit nähert sich die Spätwärmezeit ihrem Ende, wenngleich der Eichenmischwald noch deutlich mit einem stärkeren Lindenanteil dominiert. Auch die Hasel weist noch höhere Werte auf.

Am Standort selbst entwickelt sich durch Versumpfung aus einem feuchten Erlen–Eichenwald ein Erlenbruchwald. Der Erlenpollen ist, von den drei obersten Pollenspektren abgesehen, eindeutig überrepräsentiert. Die Nichtbaumpollen und damit auch die kulturanzeigenden Kräuter spielen keine Rolle; die Bewaldungsdichte ist hoch.

Zone X (95–80 cm): Wende Subboreal/Subatlantikum, Eichen– Buchenzeit, 1100– 150 v. Chr.

Das Klima wird allmählich kühler und feuchter; es begünstigt zunehmend die Konkurrenzkraft der Buche, die ihr Areal immer stärker ausweitet. Infolge ihrer starken Schattenwirkung verhindert sie die natürliche Verjüngung der bisher am Standort stockenden Bäume. Eiche, Linde und Hasel treten immer mehr in den Hintergrund. Die Bewaldungsdichte bleibt davon nahezu unberührt, wie die Nichtbaumpollen zeigen. Auch der lokale Bewuchs zeigt keinerlei Veränderung; auf den grundwassernahen Standorten herrscht nach wie vor der Erlenbruchwald.

Zone XI (80–50 cm): Subatlantikum oder Nachwärmezeit, älterer Teil, Buchenzeit, 150 v. Chr. – 750/1000 n. Chr.

Bis auf kleinere Oscillationen herrschen nun klimatische Bedingungen, die den heutigen Verhältnissen entsprechen. Die Buche (Rotbuche, *Fagus*) ist, besonders in den Mittelgebirgslagen, der dominierende Waldbaum auf allen Standorten, die ihren ökologischen Ansprüchen noch genügen. Die seit Ende der Zone IX von Osten eingewanderte Hainbuche (Weißbuche, *Carpinus*) ist dagegen mehr ein Baum der Tieflagen und vermag sich im Mittelgebirge nur an wenigen Standorten gegenüber der Rotbuche zu behaupten. Ihr Anteil bleibt gering. Lokal stockt weiterhin ein Erlenbruchwald; im Torf angetroffene Seggen- und Laubmoosreste deuten mosaikartig begrenzte Flächen stärkerer Vernässung an.

Zone XIIa + b (50–15/15–0): Subatlantikum, jüngerer Teil, Buchenzeit und Zeit der anthropogen beeinflussten Wälder, ab 750/1000 n. Chr.

Diese Grenze ist nicht durch klimatische Veränderungen, sondern durch sichtbare anthropogene Eingriffe in das bisherige Vegetationsgefüge bedingt. Die Auflockerung der Bewaldungsdichte ist lokal an der starken Abnahme der Erlenpollen zu erkennen, die durch einen Vorstoß der raschwüchsigen, lichtliebenden Birken kompensiert wird. Auf den trockenen Standorten wird die Buche zurückgedrängt und die Eiche wegen der Eichelmast gefördert. Die so entstandene Auflichtung kommt der Hasel zugute. Darauf beruht auch die Zunahme der Kiefer- und Fichtenpollen, denn der Ferneinflug vermag jetzt stärker in Erscheinung zu treten. Dies gilt ebenso für die Kulturanzeiger, die wegen der geringen Größe der damaligen Ackerbauflächen nur schwach ansteigen.

Die Grenze zwischen den Unterzonen XIIa und XIIb, die den Beginn der Nadelforsten kennzeichnet, fällt allgemein in die Wende vom 18. zum 19. Jahrhundert. Bei 10 cm steht der starken Abnahme von *Alnus* ein entsprechender Anstieg von *Picea* gegenüber. Der Erlenbruchwald ist gerodet und mit Fichten aufgeforstet worden. Der vorübergehende Anstieg der Nichtbaumpollen, hauptsächlich Gräser (Poaceae = Gramineae), kennzeichnet die Phase zwischen diesen beiden Waldgesellschaften. Der deutliche Rückgang der Fichten im obersten Pollenspektrum ist eine Folge des Windwurfs. Auf den flachgründigen Böden des ehemaligen Bruchwaldes fanden die Bäume keinen hinreichenden Halt. In die zum Teil größeren Lücken drang sehr rasch wieder die standortgemäße Erle ein, um die alte Vorherrschaft zurückzuerobern, wenn eine erneute Aufforstung mit Fichten unterbleibt.

Im Blattgebiet wurden noch sechs weitere Niedermoores pollenanalytisch untersucht. Sie weisen weder vegetations- noch moorgeschichtlich wesentliche Abweichungen gegenüber den besprochenen Profilen auf. Nur die lokale Flora zeigt einige Unterschiede, die standortbedingt oder eine Folge anthropogener Eingriffe sind.

Mit 1,55 m besitzt das Moor am Rückenbergr (R 54710, H 97580, + 470 m NN) die größte Torfmächtigkeit; es entsteht infolge Versumpfung gegen Ende der Zone X. Außerhalb des Niedermoores ist die Buche der dominierende Baum. Sie verfügt bis 20 cm über einen Anteil um 30 %. Die Eiche dagegen fällt von 25 % zu Beginn steil unter 10 % ab und verbleibt, von einer kurzen Phase abgesehen, bei diesen Werten; ab 40 cm geht sie dann sogar unter 5 % zurück. Lokal ist ein farnreicher Erlenbruchwald aufgewachsen, wobei *Alnus* bis 70 cm mit 40 – 60 % vorherrscht; dann fällt die Erle unter Schwankungen schließlich auf etwa 10 % ab. Nach einer kurzen Riedmoorphase zwischen 70 und 40 cm, während der die Nichtbaumpollenanteile auf über 60 % ansteigen, erlangt die Birke auf dem Moor die Vorherrschaft. Sie weitet ihr Areal von anfangs 10 % auf maximal 84 % aus. Dazu dürfte die Degradation des Standortes einen wesentlichen Anteil beigetragen haben.

Aus einem Niedermoor im Forst Körtlinghausen, etwa 250 m westsüdwestlich des Höhenpunktes 494,4 m gelegen (R 57690, H 97990), stammt ein 90 cm mächtiges Torfprofil, dessen unterste Probe, ein stärker humoser Lehm, noch bis in die Zone IX zurückreicht. Es dominieren *Alnus* und der Eichenmischwald mit je 47 %, wobei *Quercus* 24,5 %, *Tilia* 18,5 % und *Ulmus* 3,5 % aufweisen; auch *Corylus* erreicht mit 36 % noch höhere Werte. Die Buche ist erst mit 1,0 % vertreten. Auf dem sich langsam vernässenden Standort wächst ein feuchter Erlen-Eichenwald. Das Torfwachstum ist anfangs offenbar nur langsam vorangeschritten, oder es liegt möglicherweise sogar ein Hiatus vor. Denn schon bei 80 cm zeigt sich ein stark verändertes Waldbild. Linde und Hasel sind fast völlig verdrängt, die Buche dominiert mit 12 %, während der Eichenmischwald, fast nur noch durch die Eiche vertreten, gerade 6 % erreicht. Lokal herrschen allerdings Birke und Erle mit Anteilen um 40 % vor, die von *Alnus* zuungunsten von *Betula* bis über 60 % ausgeweitet werden. Je nach

Nährstoffzufuhr und Wasserführung wuchsen Erlenbruchwald oder Erlen-Eichen-Birkenwald mit dem Faulbaum (*Frangula alnus*) in der Strauchschicht. Im obersten Dezimeter erscheint auch die Fichte, deren Anteil am Pollenniederschlag gerade 2 % beträgt, aber durch denjenigen des auf dem Niedermoor wachsenden Baumbestandes überdeckt ist.

Eine weitgehend ähnliche Entwicklung weist das Moor am Ausspann, ca. 250 m nordöstlich des Höhenpunktes 540,0 m (R 56 300, H 97 240), auf. Es ist an der Profilentnahmestelle 60 cm mächtig. Das Torfwachstum setzte im Verlauf der Zone XI ein. Lokal dominiert von Anfang an die Erle. Ihr Anteil liegt meist um 70 %. Die Vermoorung begann mit einem Erlen-Eichenwald. Unter zunehmender Vernässung trat die Eiche immer stärker in den Hintergrund. Nässe liebende Pflanzen, z. B. Mädesüß (*Filipendula cf. ulmaria*), breiteten sich aus. Auf den trockeneren Standorten herrscht die Buche; wegen des überrepräsentierten lokalen Pollenniederschlags erreicht sie maximal nur 20 %. Ab 10 cm breitet sich die Birke, offenbar anthropogen bedingt, vorübergehend auf 40 % aus. Dann erfolgt eine Aufforstung mit Fichten, wobei die *Picea*-Kurve zwar knapp unter 20 % bleibt, doch ist dies für einen Fichtenforst eine nicht ungewöhnliche Quote; denn bei Anpflanzungen ist der Pollenniederschlag meist wesentlich geringer als in einem natürlich aufgewachsenen Fichtenwald.

Das Torfwachstum eines Moores aus dem Jagen 20 (R 54 370, H 96 400, + 550 m NN) setzt ebenfalls während der Zone XI in 100 cm Tiefe ein. Zunächst wird ein Erlenbruchtorf gebildet. Er herrscht *Alnus* mit etwa 60 %, *Betula* befindet sich mit ca. 25 % in Subdominanz. Ab 65 cm tritt eine weitere Vernässung ein. Die Erle geht auf nahezu 20 % zurück, Seggenarten wachsen auf (*Carex* sp. sp.), ein Riedmoor breitet sich aus. Durch Meliorationsmaßnahmen steigt die Erle kurzfristig wieder auf 50 % an, um dann endgültig eingeschlagen zu werden. Ein Fichtenforst, der zweimal gefällt wird, wächst auf und erreicht jeweils Spitzenwerte von 36, 59 und 23 %. In den Kahlschlagphasen steigen vorübergehend die Kurven der Gräser und der Kiefer (*Pinus*) kräftig an.

Noch jüngeren Datums sind die beiden letzten Moore, das 100 cm mächtige Moor am Müschedeberg (R 56 280, H 99 470, + 400 m NN) und das 130 cm mächtige Moor östlich von Eshoff (R 63 420, H 96 750, + 475 m NN). Sie entwickelten sich in Hanglage auf zunächst anmoorigen Standorten. Anthropogen bedingte Eingriffe in das bisher ausgewogene Vegetationsgefüge führten zu ansteigender Vernässung und damit zum Aufwachsen eines Niedermoortorfes, teils als Bruch-, teils als Wiesenmoortorf. So entwickelten sich am Müschedeberg ein Erlen-Eichen-Birkenwald mit Faulbaum in der Strauchschicht. Das starke Schwanken der *Alnus*- (31–81 %) und *Betula*-Kurve (5–51 %) sowie das Auftreten eines *Corylus*-Gipfels von 57 % bei 70 cm sprechen für wiederholte Eingriffe. Die Eichenkurve dagegen bleibt von starken Schwankungen weitgehend unberührt. Gegen Ende des Profils wird der Baumbestand fast völlig gerodet und eine Weide geschaffen. Bei Eshoff entsteht bald aus dem gewachsenen Erlen-Eichenwald mit etwas Hasel in der Strauchschicht durch Rodung eine Weide, die rasch vernässt, wie sich aus dem kräftigen Anstieg der *Filipendula*-Kurve von 2,5 % auf maximal 22,5 % ablesen läßt. Kulturanzeiger wie Getreide, Wegerich (*Plantago*) und Ampfer (*Rumex*) erreichen bald mehr als 20 % und nach vorübergehendem Rückgang über 30 %.

Als potentielle natürliche Vegetation würde, großflächig gesehen, je nach Bodenqualität ein Artenarmer bis Artenreicher Hainsimsen-Buchenwald oder ein Perlgras-Buchenwald mit den jeweiligen Übergangskomplexen herrschen. Im Bereich der Bergtäler wären Stieleichen-Hainbuchen-Auenwald nebst bach- und flußbegleitende Erlenwälder zu erwarten

s. (s. Karte Vegetation 1 : 500 000 aus dem Deutschen Planungsatlas 1972). Kleinflächig sind noch andere Waldgesellschaften vorhanden, die jedoch in diesem Rahmen unerwähnt bleiben müssen.

3.5.2.4. Künstliche Aufschüttung („y)

Zu den künstlichen Aufschüttungen rechnen im Blattgebiet die Halden und Rekultivierungsflächen der Steine-und-Erden-Industrie (Steinbrüche zwischen Drewer und Belecke sowie zwischen Altenrüthen und Rüthen; Kalksteinbrüche zwischen Warstein und Kallenhardt), Gründungsplattformen für Industriebetriebe und Wohnsiedlungen (Industrieansiedlungen in der Möhneau bei Belecke und bei Rüthen sowie entlang des Westertales zwischen Belecke und Warstein; Bereich der Warsteiner Brauerei zwischen Langer Bach und Wideybach; Wohnbereiche bei Warstein, Suttrop, Kallenhardt und Rüthen), Halden ehemaliger Bergbaubetriebe (Grube Martinus am Stillenberg, Betriebspunkt Kunigunde bei Altenwarstein, Grube Suttbruch südlich Suttrop, Grube Hubertus südlich Kallenhardt), Müll- und Abraumdeponien (Talhang der Stockmecke westlich Bohnenburg) und Verkehrsanlagen (Eisenbahn im Wester- und Möhnetal, Straßendämme im gesamten Blattgebiet).

4. Gebirgsbau

4.1. Bauelemente

4.1.1. Schichtung und Faltung

Fast alle paläozoischen Gesteine des Blattgebietes sind gut geschichtet. Das trifft vor allem für die Flinz-Schichten (dv-a,fz), die Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe (da-w), die Abfolge Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk (c 2,ki) und die Oberen Arnsberger Schichten (cnA2) zu, bei denen infolge einer Wechsellagerung unterschiedlicher Ablagerungen (Sand/Schluff und Ton; Kalk und Ton) und durchgehender Bankung leicht die Schichtung ausgemacht werden kann. Schwieriger gestaltet sich das Erkennen von Schichtflächen bei den mächtigeren Tonsteinkomplexen der Adorf- und Nehden-Stufe, bei den Kulm-Tonschiefern (c 3,t) und den Unteren Arnsberger Schichten (cnA1), beim Massenkalk (dv-aM) und allen stark verkieselten Gesteinen. Horizontweise angereicherte Fossil-lagen (Massenkalk), Einlagerung von Kalksteinbänken und Bänderung der Tonsteine (Schichten der Adorf- und Nehden-Stufe), Ausbildung von dünnen Schluff- und Sandsteinbänken (Untere Arnsberger Schichten) gestatten auch hier in vielen Fällen, die Schichtung einwandfrei festzulegen.

Die Schichtung ist wichtig für das Erkennen des Faltenbaus. Zu den Großfalten mit Spannweiten von mehreren Kilometern gehören im Blattgebiet Belecker Sattel, Möhne-



Abb. 9 Weitgespannter Sattel in gut gebankten Kalkknotentonsteinen und Knollenkalksteinen des Oberdevons (Nehden-Stufe bis Devon/Karbon-Grenzbereich). In der Mitte der Aufschlußwand ist mit einer deutlichen Fuge der *annulata*-Horizont erkennbar; Steinbruch Eulenspiegel; R 61 370, H 04 140



Abb. 10 Spezialfaltung in den Oberen Arnsberger Schichten (Rundfalten); Straße Rüthen-Nuttlar; R 59 750, H 89 200

Mulde, Warsteiner Sattel, Nuttlarer Hauptmulde und Scharfenberger Sattel (vgl. Taf. 2 in der Anl.). Zu den Spezialfalten mit Spannweiten von mehreren Zehner bis hundert Metern rechnen beispielsweise der Sattel des nördlichen Warsteiner Massenkalk-Zuges, die Suttröper Mulde, der Kruhberg-Sattel, der Eulenspiegel-Sattel und der Kattensiepen-Sattel. Die häufigsten, im Blattgebiet beobachtbaren Faltenstrukturen sind die selektiven Kleinfalten, die mehr oder weniger zahlreich in den meisten Schichtenfolgen auftreten. Sie weisen Achsenabstände von einigen Metern bis in den mikroskopischen Bereich hinein auf.

Die Gestalt der Falten ist sehr unterschiedlich und abhängig von Anzahl und Mächtigkeit der kompetenten (Grauwacken, Sandsteine, Lydite, Kalksteine) und inkompetenten Bänke (Tonsteine, tonige Schluffsteine).

Große weitgespannte Biegefalten (Abb. 9), treten im Massenkalk sowie in mächtigeren Folgen der Cephalopodenkalksteine, Grauwacken und Sandsteine auf. Je dünnbankiger die mit Tonsteinen wechsellagernden kompetenten Bänke sind, desto kleiner und spitzer sind die Falten, wie es die oberdevonischen Kramenzelkalksteine, Kalkknotentonsteine, die unterkarbonischen Kiesel-schiefer und oberkarbonischen Grauwacken und Sandsteine zeigen. Spitz- und Rundfalten sind für die Oberen Arnsberger Schichten sehr typisch (vgl. Abb. 10). Die Falten sind nordwestvergent. Die langgestreckten Südostflügel der Sättel fallen mit $40-50^\circ$ ein, örtlich auch noch flacher, die Nordwestflügel sind demgegenüber steil nach Nordwesten oder überkippt nach Südosten geneigt. Das Streichen der Sattel- und Muldenlinien, das in etwa demjenigen der Achsen entspricht, schwankt zwischen 70 und 80° . Die Faltenachsen (B-Achsen) tauchen mit Werten zwischen 5 und 30° nach Südwesten oder Nordosten ab.

4.1.2. Schieferung

Kompetente und inkompetente Gesteine wurden geschiefert. Wo kompetente Bänke fehlen, wie in größeren Tonsteinkomplexen (z. B. bei den Styliolinen-Schichten und Kulm-

Tonschiefern), ist die Schieferung ausschließlich Ausdruck der räumlichen Einengung. Bei den kompetenten Gesteinen treten Faltung und Schieferung meistens zusammen auf. In diesem Fall liegen die Schieferflächen den Achsenebenen der Falten parallel, sie fallen daher entgegen der Vergenz in die Richtung ein, aus welcher die die Falten verursachenden Schubkräfte stammen. Entsprechend der vorherrschenden Nordwestvergenz sind die Schieferflächen fast ausnahmslos nach Südosten geneigt.

So gut wie alle Gesteine des Warsteiner Raumes wurden von der Schieferung erfaßt, am stärksten die ältesten: Der Massenkalk ist auffallend engständig geschiefert und intern intensiv deformiert. Als Maßstab für den Grad der Zerschierung können Fossilien benutzt werden. Stringocephalen wurden im Warsteiner Massenkalk im Bereich von Faltenumbiegungen bis zum Zehnfachen ihrer ursprünglichen Größe auf insgesamt 50 cm Länge ausgezogen (RICHTER-BERNBURG 1953: 97 – 98, Taf. 5; MUCHOW 1965 a: 43 : 44, Abb. 3). Die lange Achse dieser zu kommaförmigen Gebilden zerscherten Fossilien verläuft parallel zur Schieferungsebene (vgl. Abb. 11). Auch Korallen und Stromatoporen sind zerrissen, angelöst, verformt und schieferungsparallel eingeregelt.

Daß die Schieferung auch zur Gesteinslösung führen kann, konnte PLESSMANN (1966) an vielen Beispielen aus dem nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge zeigen. Im Massenkalk des Warsteiner Raumes reicherte sich parallel zu den Schieferungsbahnen tonige Substanz an, die als Rückstand des gelösten Kalksteines aufzufassen ist. Bei längerer Zeit der Verwitterung ausgesetzten Kalksteinklippen kennzeichnen dünne, meterlange, erhaben über den Kalkstein hervorragende Tonsteinleisten den Verlauf der Schieferflächen und täuschen eine Schichtung vor. Infolge der intensiven Schieferung und starken Klüftung ist der Schichtungsverlauf im Warsteiner Massenkalk oftmals nicht zu erkennen.

Auch die oberdevonischen Kramenzelkalksteine sind geschiefert, allerdings weitständiger als der Massenkalk. Hier sind ebenfalls parallel zu den Schieferflächen Tonhütchen angereichert, die als Schnüre die angelösten und in Einzelkomponenten zerlegten Kalksteinbänke durchsetzen (PLESSMANN 1966: 651 – 652, Abb. 1 C).

Bei schluffigen Tonsteinen und tonigen Kalksteinen wird die Schieferung weitständiger und nimmt zudem beim Übertritt vom rein tonigen zum schluffig-sandigen und kalkigen Material eine steilere Position zur Schichtfläche ein (Brechung der Schieferung).

Das Streichen der Schieferung schwankt im Warsteiner Raum zwischen 60 und 110° . Das Einfallen ist generell nach Süden bis Südosten gerichtet. Der Fallwinkel ist auf den steileren Nordflügeln der Sättel im allgemeinen flacher als auf den Südflügeln.

Die Schnittkante von Schieferung und Schichtung (δ -Achse) verläuft mehr oder weniger parallel zur Faltenachse. Die δ -Achsen können deshalb zur Ermittlung der Lage der Faltenachsen herangezogen werden. Von Drewerheide, nördlich der Möhne, zieht quer durch die Möhne-Mulde über Bohnenburg, Stillenbergskopf, Landeskrankenhaus bis zum östlichen Warsteiner Stadtrand eine Deltaachsenkulmination (vgl. Taf. 2 in der Anl.). Westlich der Kulminationslinie fallen die Deltaachsen entsprechend dem generellen Achsenabtauchen zwischen 2 und 20° nach Westen ein, östlich dieser Linie mit ähnlichen Werten nach Osten. Auch durch die Nuttlarer Hauptmulde, südlich des Warsteiner Sattels, erstreckt sich eine Deltaachsenkulmination. Sie ist nicht durch so viele Werte abgestützt und bildet auch nicht die direkte Fortsetzung der nördlichen Kulminationslinie, sondern ist um ca. 2 km nach Osten verschoben (vgl. Taf. 2 in der Anl.).

Abb. 11

In die Schieferungsfläche eingelenkte und bis auf ca. 25 cm Länge schnurartig ausgezogene Stringocephalen (Brachiopoden); aufgelassener Massenkalk-Steinbruch Risse an der Warsteiner Hauptstraße; Ostwald, mittlere Sohle;
R 55 450, H 01 720



4.1.3. Klüftung

Stets wiederkehrende Ablösungsflächen im Gestein, die Klüfte, sind im Blattgebiet besonders gut in Kalksteinen, Grauwacken, Sandsteinen, Kieselkalken und Kieselschiefern ausgebildet. Sie stehen in einem gesetzmäßigen Zusammenhang zum Beanspruchungsplan des Faltengebirges, bevorzugen daher bestimmte Richtungen. Der Warsteiner Massenkalk besitzt einen ziemlich einheitlichen Deformationsplan (Abb. 12).

Die häufigsten Klüfte sind die Querklüfte (Q-Klüfte oder ac-Klüfte). Sie verlaufen senkrecht zur Streichrichtung der Schichten und somit auch mehr oder weniger quer zur Erstreckung der Achsenflächen. Sie streichen $160-180^\circ$ und fallen entsprechend dem Achsenabtauchen steil ($60-90^\circ$) sowohl nach Osten als auch nach Westen ein. Zum Teil stehen sie saiger. Karsthohlformen wie Spalten und Höhlen sind im Warsteiner Raum vorzugsweise an die ac-Klüfte gebunden. Die Klüfte sind korrosiv zu offenen Spalten erweitert, mit Sedimenten gefüllt oder durch Kalksinter wieder geschlossen. Die Beziehung des Kluftnetzes zum Verlauf und zur Morphologie der Karsthöhlen haben MEIBURG et al. (1977) sowie EBHARDT & MEIBURG (1979) dargestellt.

Gut ausgeprägt sind auch die Längsklüfte (S-Klüfte oder bc-Klüfte), welche mehr oder weniger parallel zur Richtung der Faltenachse verlaufen. Sie streichen $80-110^\circ$ und fallen steil nach Norden oder Süden ein.

Zusätzlich zu den genannten Klüften treten noch Diagonalklüfte (D-Klüfte) auf, die als Scherkluftpaar schiefwinklig zum Streichen der Schichtung und der Faltenachsen orientiert sind. Ein Kluftast streicht $20-35^\circ$, der andere $130-140^\circ$. Zwischen Quer- und Diagonalklüften schiebt sich bisweilen eine halbdigonale Klufttrichtung mit Streichwerten von $60-70^\circ$ sowie 120° ein.

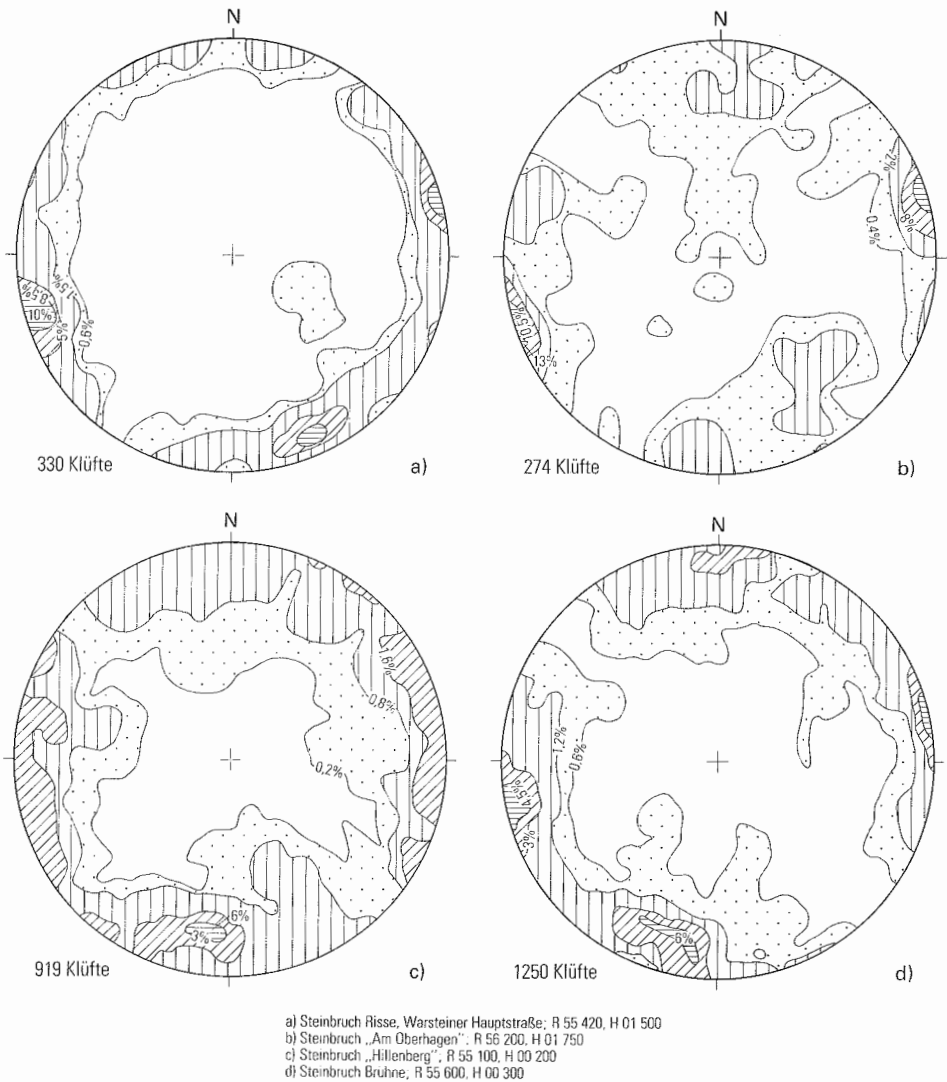
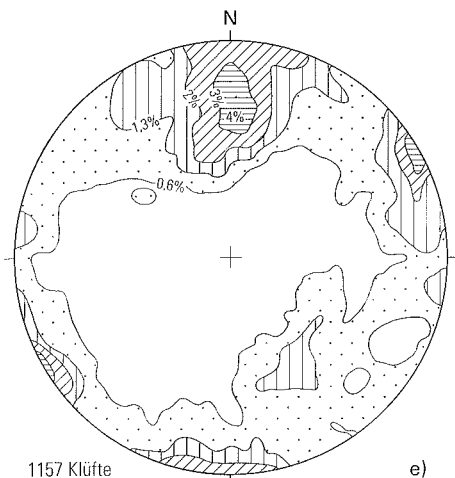


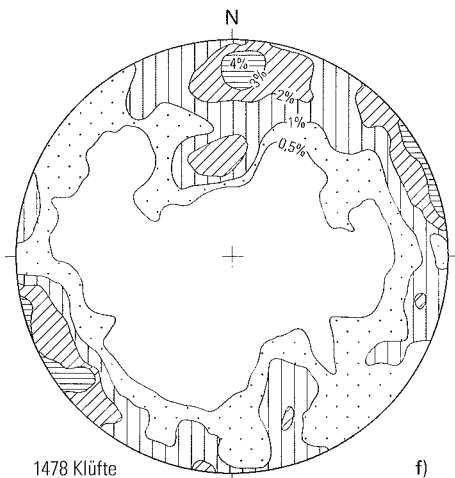
Abb. 12 Kluftdiagramme aus Massenkalk-Steinbrüchen. Die Diagramme zeigen Flächen gleicher Besetzungsdichte von Polpunkten der Klüfte. Die angegebenen Koordinaten stellen Mittelpunktwerte dar (Messung und Auswertung: K.-G. BÖTTGER)

Der Rүthener Grünsandstein zeigt meist eine deutlich ausgebildete Klүftung. Sie ist oft die einzige gut sichtbare Trennflache. Eine Klүftschar streicht 70–90° und fällt steil nach Norden oder Süden ein oder steht saiger, die andere Klүftschar streicht mit 150–170° fast senkrecht zur ersten und fällt ebenfalls steil nach Ostnordosten oder Westsüdwesten ein oder steht saiger. Auch diagonal hierzu orientierte (110–130° bzw. 10–30°) steile Klүfte und flachere Lagerklүfte sind entwickelt.



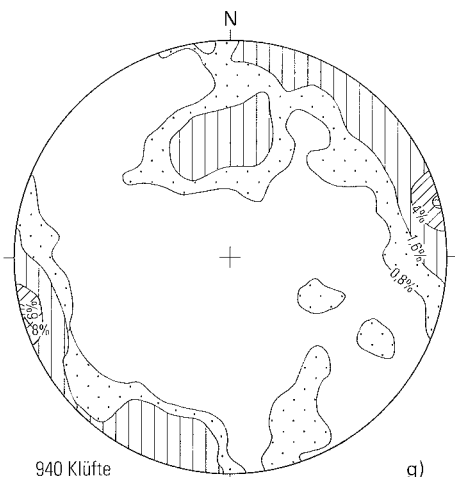
1157 Klüfte

e)



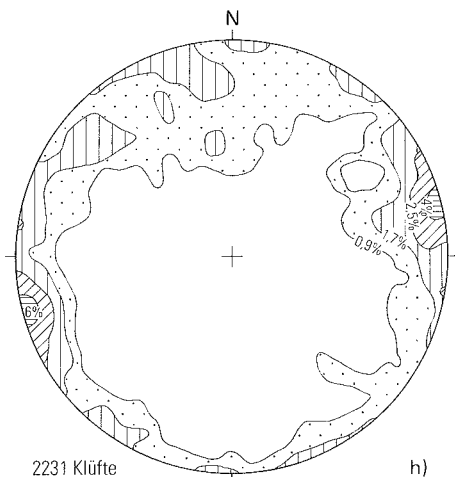
1478 Klüfte

f)



940 Klüfte

g)



2231 Klüfte

h)

e) Steinbruch „Hohe Liet“/Köster; R 56 700, H 00 900
 f) Steinbruch „Hohe Liet“/Risse; R 56 800, H 00 700
 g) Steinbruch „Liethöhe“; R 56 600, H 00 400
 h) Steinbruch Weiken; R 59 300, H 01 900

4.1.4. Störungen

Auch bei den Störungen unterscheidet man, wie bei den Klüften, zwischen Quer-, Diagonal- und streichenden Störungen. Bei der Kartierung konnten Störungen vor allem dort gut gefaßt werden, wo Gesteine unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung und stratigraphischen Alters aneinandergrenzen (Belecker, Warsteiner und Scharfenberger Sat-

tel). Im Bereich der Arnsberger Schichten entziehen sich die Störungen weitgehend dem Nachweis, da zuverlässige Leitschichten fehlen, an denen der Verschiebungsbetrag gemessen werden könnte.

Das Streichen der Querstörungen entspricht dem der Hauptkluftrichtung, also 160 bis 180°. Es handelt sich in der Regel um Zerrsprünge, an denen die Schichten nicht nur vertikal, sondern auch horizontal gegeneinander versetzt werden. Eine große, spaltenförmig erweiterte, sedimentgefüllte Querstörung durchzieht den Massenkalk-Tagebau Hohe Liet der Firmen Köster und Risse. Dort ist die Ostscholle relativ zur Westscholle gehoben und nach Norden verschoben.

Die Querstörungen verlaufen nicht immer senkrecht zum Schichtenstreichen, sondern auch spitzwinklig dazu und leiten zu den Diagonalstörungen über. Ein gutes Beispiel hierfür ist die Kallenhardt-Esshoff-Störung. Auch im Bereich des Faltengebietes zwischen Kalvarienberg und Stötenberg treten Diagonalstörungen auf.

Die streichenden Störungen sind mehr oder weniger parallel zum Schichtenstreichen ausgerichtet und können – je nach dem Relativsinn der Bewegung – als Ab-, Auf- oder Überschiebungen charakterisiert werden. Auf- und Überschiebungen sind besonders dann als deutliche Geländekante ausgebildet, wenn Schichten unterschiedlicher petrographischer Beschaffenheit gegeneinanderstoßen (z. B. Massenkalk gegen Flinz-Schichten). Die Auf- und Überschiebungsbahnen stimmen im Fallen wie im Streichen meist mit den Faltenachsebenen der Sättel überein. Zu solchen streichenden Störungen zählen vor allem diejenigen am Südrand des Warsteiner Sattels (Warsteiner Südrandstörung) sowie an den Nordrändern der Massenkalk-Komplexe (nördlicher und südlicher Massenkalk-Zug des Warsteiner Sattels, Scharfenberger Sattel). Aber auch in zur Nordflanke des Warsteiner Sattels gehörenden oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten konnten Auf- und Überschiebungen auskartiert werden.

Streichende Abschiebungen stellen Zerrungserscheinungen dar und treten vor allem dann auf, wenn in den Flanken einer Falte Dehnung stattfindet. Die Abschiebungen befinden sich auf den Südflanken nordvergenter Sättel (Belecker Sattel, Spezialsattel am Kallenhardter Berg, Eulenspiegel, Schawiggenknapp und Rabenknapp).

4.2. Baueinheiten

Im paläozoischen Anteil des Blattgebietes können fünf größere tektonische Einheiten unterschieden werden:

- Belecker Sattel
- Möhne-Mulde
- Warsteiner Sattel
- Nuttлар Hauptmulde
- Scharfenberger Sattel

4.2.1. Belecker Sattel

Der Belecker Sattel besteht aus zwei Abschnitten, einem westlichen und einem östlichen Teilsattel. Der Kern des westlichen Teilsattels enthält oberdevonischen Cephalopodenkalk-

stein. Die nördliche Sattelflanke ist in mehreren aufgelassenen Steinbrüchen vorzüglich aufgeschlossen. Der östliche Teilsattel ist kulissenartig nach Norden verschoben und kann nicht als die direkte Fortsetzung des westlichen angesehen werden. Er taucht ostwärts am Eichenberg unter Plänerkalksteine der Oberkreide ab. Auch er ist durch die beiden Provinzialsteinbrüche Drewer sehr gut aufgeschlossen. Sein Kern besteht ebenfalls aus oberdevonischem Cephalopodenkalkstein, welcher ca. 100 m unterhalb der tiefsten Steinbruchsohlen von Massenkalk unterlagert wird, wie durch eine Bohrung nachgewiesen werden konnte.

Die Antiklinalstruktur des Belecker Sattels ist hervorragend an der hinteren Westwand des westlichen Provinzialsteinbruches Drewer sichtbar. In der Umbiegung der Falte setzt hier eine Abschiebung ein, die zum östlichen Provinzialsteinbruch hin zunehmend in den südlichen Sattelflügel überlenkt.

Die unterkarbonischen Gesteine bilden in beiden Brüchen einen weitgespannten Sattel, in dessen Kern die oberdevonischen Sedimente mit zum Teil starker Verfaltung und mit diskordant abgeschnittenen Faltenköpfen auftreten. Das Streichen der oberdevonischen Falten pendelt zwischen 20 und 140°, während die unterkarbonischen Achsen nur wenig streuen (70–90°). Kleinfalten mit relativ steilen Schenkeln und zum Teil überkippter Lagerung (Abb. 13) wurden in früherer Zeit als Zeugen einer alten Gebirgsbildung (marsische Phase der bretonischen Faltung an der Wende Devon/Karbon) gedeutet. Heute erklärt man die Falten als intraformationale, synsedimentär angelegte Rutschfalten. Eine Diskussion aller früheren Deutungen befindet sich bei CLAUSEN & KORN & UFFENORDE (1979: 61–64).

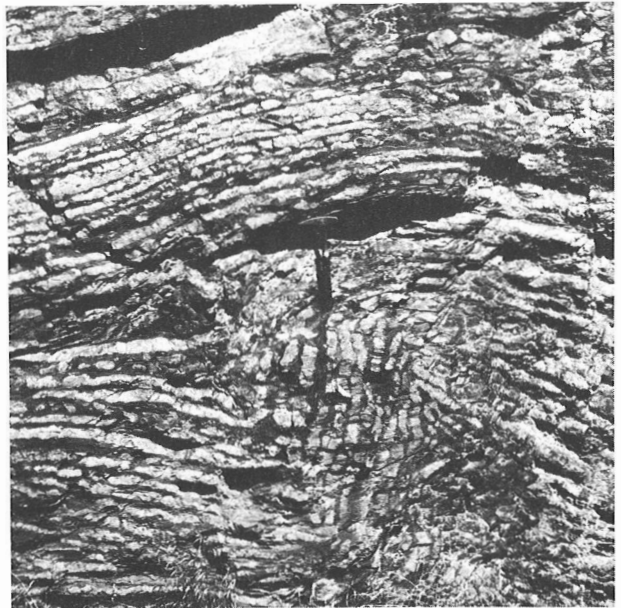


Abb. 13
Disharmonische Kleinfalte
mit nordwestvergenter Achsenfläche in Knollenkalksteinen der Dasberg- und Wocklum-Stufe; östlicher Provinzialsteinbruch Drewer; R 55 460, H 06 910 (Lage s. Abb. 7)

4.2.2. Möhne-Mulde

Die Möhne-Mulde trennt den Belecker vom Warsteiner Sattel. Die Muldenfüllung besteht aus Oberen Arnsberger Schichten mit zum Teil intensiver Spezialfaltung und überkippter Lagerung.

Eine Deltaachsenkulmination teilt die Mulde in zwei Abschnitte auf. Der Abschnitt westlich der Kulmination setzt sich aus einem einsinnig nach Süden fallenden Muldenordflügel (etwa bis zur Belecker Altstadt) und einem daran anschließenden stark spezialgefalteten Muldensüdflügel zusammen. Die Spezialfaltung verschleiert die genaue Lage der Hauptmuldenachse. Der östliche Abschnitt erfährt durch einen aus unterkarbonischen Schichten bestehenden Sattel eine Zweiteilung.

4.2.3. Warsteiner Sattel

Der Warsteiner Sattel läßt sich von Norden nach Süden in vier tektonische Einheiten untergliedern:

- nördlicher Sattelrahmen und Faltengebiet zwischen Kalvarienberg und Stötenberg
- nördlicher Massenkalk-Sattel
- Suttroper Mulde
- südlicher Massenkalk-Sattel

4.2.3.1. Nördlicher Sattelrahmen und Faltengebiet zwischen Kalvarienberg und Stötenberg

Der nördliche Sattelrahmen ist aus oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen aufgebaut. Die stark gefalteten Sedimente sinken erst nach wiederholten Aufsattelungen nach Norden unter die Möhne-Mulde ab. Das allmähliche Abtauchen des Falten spiegels nach Norden äußert sich in der flachen Lagerung der Südflügel der Sättel. Steile bis überkippte Nordflügel treten auf. Neben der Spezialfaltung erfährt der nördliche Sattelrahmen durch Faziesverzahnungen, Aufschiebungen mit völliger Unterdrückung oder Reduktion der nächstjüngeren Sedimente sowie durch zahlreiche Querstörungen ein sehr kompliziertes Bild. Besonders der Abschnitt zwischen Glenne und Biber, in der Strukturkarte (Taf. 2 in der Anl.) als „Faltengebiet zwischen Kalvarienberg und Stötenberg“ bezeichnet, ist stark gefaltet. Querstörungen zerlegen hier die Sattelzüge in zahlreiche Einzelsättel, welche in Form antithetischer Schollentreppen nach Ostnordosten abtauchen. Erst am Stötenberg, nördlich der Möhne, verschwinden die letzten beiden Einzelsättel unter Arnsberger Schichten. Es wird vermutet, daß die fazielle Ausbildung dieser Einzelsättel von einem im Untergrund nach Nordosten vorstoßenden Sporn der Massenkalk-Plattform gesteuert wurde. STASCHEN (1968: 84) sieht infolgedessen diese Spezialsättel als die letzten Aufwölbungen der flach nach Norden einsinkenden Flanke des Warsteiner Großsattels an.

4.2.3.2. Nördlicher Massenkalk-Sattel

Der nördliche Massenkalk-Sattel streicht 80–90°. Er reicht von der alten Warsteiner Stadtkirche, wo er nach Westen achsial unter Flinz-Schichten abtaucht, bis zur Lörmecke im Osten, wo er an einer Querstörung unvermittelt abbricht. Er ist ca. 3,6 km lang und spaltet östlich des aufgelassenen Steinbruches Risse an der Warsteiner Hauptstraße bei R 55 800, H 01 850 in zwei Teilzüge auf.

Der nördliche Massenkalk-Sattel stellt eine bereichsweise spezialgefaltete, sonst weit gespannte Sattelwölbung mit gut ausgebildetem Nord- und Südflügel dar. Der Nordflügel fällt steil nach Norden ein, ist stellenweise auch überkippt und auf die Sedimente des nördlich vorgelagerten Sattelrahmens aufgeschoben. In diesen Fällen ist der Nordflügel nicht oder nur teilweise erhalten.

4.2.3.3. Suttroper Mulde

Die mit Schichten der Adorf-Stufe gefüllte Suttroper Mulde trennt den nördlichen Massenkalk-Sattel vom südlichen. Sie beginnt schon im Blattgebiet 4515 Hirschberg und erstreckt sich über eine Länge von ca. 5,5 km bis zur Lörmecke. Durch das Verschwinden des nördlichen Massenkalk-Sattels noch westlich der Lörmecke verliert sie schnell an morphologischer Prägnanz und läßt sich bald nicht mehr verfolgen.

Fast die gesamte Nordstirn des südlichen Massenkalk-Sattels ist auf die Suttroper Mulde aufgeschoben, welche durch den Verlust fast der gesamten südlichen Muldenflanke ein asymmetrisches Bild erhält. Nördlich des Massenkalk-Tagebaus Köster ist bei R 56 400, H 01 200 eine 250 m lange und 120 m breite, morphologisch als buckelförmig abgerundete Klippe hervortretende Scholle aus Schichten der höheren Adorf-Stufe grabenartig in Styliolin-Schichten eingesunken. Diese Scholle grenzt direkt an Massenkalk.

4.2.3.4. Südlicher Massenkalk-Sattel

Der südliche Massenkalk-Sattel zieht von seinen westlichen Ausläufern, die bis zur Bilsteinhöhle im Blattgebiet 4515 Hirschberg reichen, über eine Entfernung von ca. 8,5 km bis zum östlichen Glenne-Ufer östlich Kallenhardt.

Zwei ca. 200 m auseinanderliegende Aufschiebungen begleiten über große Strecken die Nordstirn. Jede der beiden Aufschiebungen ist mit einer deutlichen, aus Massenkalk aufgebauten Geländekante verknüpft. Die dadurch entstehende, nach Norden abfallende Geländetreppe ist das morphologische Abbild der Doppelaufschiebung. Eine lange und schmale, in Massenkalk eingefaltete Mulde aus Flinz-Schichten wird an der südlicheren Aufschiebung von Massenkalk überfahren. An die Aufschiebung ist eine Zerrüttungszone gebunden, in der die Gesteine teilweise mylonitisiert und die zerbrochenen Flinzkalksteine in Richtung der B-Achse ausgewalzt wurden. Querstörungen versetzen die streichenden Störungen, was sich am Vor- und Zurückspringen der Geländekanten gut bemerkbar macht.

Die fast 1 200 m betragende Ausstrichbreite des südlichen Massenkalk-Sattels mit größtenteils nach Südosten einfallenden Schichtflächen kommt durch Faltung und Schichtenwiederholung infolge Schuppung zustande. Die Nordflügel der Spezialsättel sind meistens reduziert, ausgequetscht oder an streichenden Störungen und schichtparallelen Gleitbahnen überschoben, daher überwiegt das Südfallen.

Am Südrand des südlichen Massenkalk-Sattels werden Arnsberger Schichten und Kiesel-schiefer auf Massenkalk aufgeschoben. Nur örtlich sind Sedimente des südlichen Sattelrahmens erhalten geblieben. Ausführlicher sind die Verhältnisse am Südrand bei CLAUSEN & LEUTERITZ (1979 a: 10 – 11, 20), KREBS & WACHENDORF (1979) sowie CLAUSEN et al. (1982) geschildert.

Der Südrand ist mit einem wechselnd breiten Streifen starker tektonischer Beanspruchung verknüpft („Warsteiner Trümmerzug“ sensu H. SCHMIDT 1922: 305). Die Gesteine

wurden brekziiert, verkieselt und vererzt. Nähere Einzelheiten zum Aufbau und zur Morphogenese des „Warsteiner Trümmerzuges“ befinden sich bei CLAUSEN & LEUTERITZ (1979 a: 11) sowie bei CLAUSEN et al. (1982).

Der südliche Massenkalk-Sattel löst sich bei Kallenhardt in Spezialfalten auf und taucht unter Arnberger Schichten ab. Sein Verschwinden wird durch staffelartiges Einsinken an kleineren Querstörungen westlich des Schlagwassertales begünstigt.

Der Ostrand des Warsteiner Sattels wird durch die Kallenhardt-Esshoff-Störung begrenzt. Diese Großstörung tritt vom Blattgebiet 4616 Eversberg auf das Blattgebiet über, verwirft den Scharfenberger Sattel und verläuft ab Jagdhaus Hirscheck im Tal der Schlagwasser. Sie klingt auf der Höhe von Kallenhardt aus; ihr Verwurfsbetrag ist dort nur noch gering, da auch östlich des Schlagwassertales Massenkalk noch in einem achsial abtauchenden Sattel auftritt. Nordöstlich Kallenhardt, zwischen Kalvarienberg, Biesenberg und Kallenhardter Berg, ist die Störung nicht mehr festzustellen. Die Kallenhardt-Esshoff-Störung wird als westlicher Teilast der Altenbürener Störung angesehen (KREBS 1968: 44; UFFENORDE 1976: 104 – 105; CLAUSEN & LEUTERITZ 1979 a: 22; CLAUSEN et al. 1982).

4.2.4. Nuttларer Hauptmulde

Auf den Warsteiner Sattel folgt nach Süden hin die Nuttларer Hauptmulde. Sie enthält stark spezialgefaltete Obere Arnberger Schichten.

Im westlichen Blattgebietsabschnitt ist die Generaltendenz des Einfallens nach Süden gerichtet. Die Schichten gehören deshalb hier ausschließlich zum Muldenordflügel. Die Hauptmuldenachse liegt außerhalb des Kartenblattes Warstein im Blattgebiet 4616 Eversberg.

Vom Alten Feld im Norden bis westlich der Nuttларer Höhe im Süden läßt sich quer durch den gesamten Muldenordflügel über eine Strecke von 3 km eine Achsenrampe nachweisen. Westlich der Rampenlinie fallen Deltaachsen und Faltenachsen mit 10–20° nach Westen bis Südwesten ein, östlich davon nach Osten bis Nordosten.

Im östlichen Blattgebietsabschnitt tritt die Muldenachse auf das Blattgebiet über. Die Nuttларer Hauptmulde erfährt hier durch den Scharfenberger Sattel zwischen Hessenkamp und dem Langenbergsiepen eine Zweiteilung.

In der Südostecke des Blattgebietes tritt zwischen Butterberg – Esshoff – Altenbürener Mühle ein aus oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen bestehender Teil des Südflügels der Nuttларer Hauptmulde zutage.

4.2.5. Scharfenberger Sattel

Der im Blattgebiet Warstein gelegene Anteil des Scharfenberger Sattels ist über eine streichende Erstreckung von 5,5 km zu verfolgen. Er weist – anders als der Warsteiner Sattel – ein Streichen von 60–70° auf und taucht allmählich nach Südwesten ab, wobei mehrere Querstörungen mit abschiebender Wirkung das Einsinken beschleunigen.

Der Kern des Scharfenberger Sattels am Hessenkamp besteht aus Massenkalk, der auf die nördliche, aus unterkarbonischen Gesteinen bestehende Sattelflanke aufgeschoben ist. Der Massenkalk verschwindet noch östlich der Glenne unter jüngeren Schichten. Im Mittelabschnitt des Sattelzuges zwischen Glenne und Schlagwasser sind zwei Aufwölbungen unterkarbonischer Gesteine erschlossen, welche sich in dem bewaldeten Gelände vor allem gut

durch die verkieselten *crenistria*-Kalksteinbänke verfolgen lassen. Der westliche Sattelbereich zwischen Schlagwasser und Langenbergstiepen enthält nur noch ein breites Band aus Unteren Arnsberger Schichten.

Nähere Angaben zum Scharfenberger Sattel befinden sich bei CLAUSEN & LEUTERITZ (1979 a: 14 – 15) und HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL (1979: 69 – 84).

4.3. Baugeschichte

Während der vororogenen Dehnungstektonik (KRONBERG et al. 1960, KREBS 1968), die sich durch auf Zerrungen beruhende Vertikalbewegungen äußerte, bildeten sich synsedimentär auf der Warsteiner Carbonatplattform und im näheren Umland Brüche und Spalten aus. Für zusätzliche Verstellungen sorgten unterschiedliche Setzungen, Rutschungen und Erdbeben. Für die Carbonatplattform entwarfen KREBS & WACHENDORF (1979) das Modell einer nach Nordwesten geneigten Scholle („Warsteiner Kippscholle“), die von synsedimentären Brüchen gesäumt wird.

Während der orogenen Einengungstektonik im Oberkarbon (asturische Orogenese) wurden die Sedimente zu Großsätteln und Großmulden gefaltet, wobei gleichzeitig schon Q-, zum Teil auch S- und D-Klüfte (vgl. Kap. 4.1.3.) angelegt wurden. Bei zunehmender Einengung bildeten sich Spezialfalten sowie die Schieferung, welche parallel zu den Faltenachsebenen verläuft.

Bei anhaltender Beanspruchung rissen im gefalteten Gebirge Auf- und Überschiebungen auf. Faltenbau und streichende Störungen stehen in enger Beziehung zueinander. Die synsedimentäre Abschiebung am Südrand der Warsteiner Kippscholle wurde während der asturischen Orogenese zu einer Aufschiebung umgestaltet. Eine solche Aufschiebung fügt sich gut in den tektonischen Bau des südlichen Massenkalk-Zuges ein (Zerlegung der Kalksteine in mehrere nordvergente Schuppen).

Nach RICHTER-BERNBURG (1953: 98) sollte die interne Deformation des Massenkalks auf bretonische Beanspruchungen zurückzuführen, der heutige Großbau hingegen der asturischen Hauptfaltung zu verdanken sein. Schon MUCHOW (1965 a: 43) wies aber darauf hin, daß Falten, Schieferung und Störungen bis in den Internbereich hinein als Ergebnis eines einheitlichen Beanspruchungsplanes aufzufassen sind.

Die streichenden Abschiebungen sind im Anschluß an die Faltung durch nachfolgende Hebungen entstanden. Dabei wurden vornehmlich die Südflanken der Sättel betroffen, während die Nordflanken weitgehend unverändert blieben. Die jüngsten Bruchelemente sind die Quer- und Diagonalstörungen, da sie die streichenden Auf-, Über- und Abschiebungen versetzen.

4.4. Inkohlungsverhältnisse (M. WOLF)

Inkohlungsuntersuchungen sind geeignet, Auskünfte über die geologisch-tektonische Geschichte eines bestimmten Gebietes zu geben, weil die in den Sedimenten enthaltenen organischen Reste im Laufe der Erdgeschichte genau so verändert werden wie die Gesteine selbst. Der einmal erreichte Inkohlungsgrad pflanzlicher Reste ist von der Stärke und der Dauer der Erhitzung abhängig, der dieses Material während der Erdgeschichte ausgesetzt war. Normalerweise nimmt die Temperatur und damit der Inkohlungsgrad mit der Tiefe zu. Deshalb haben die organischen Bestandteile älterer und damit tiefer gelegener Schichten in der Regel einen höheren Inkohlungsgrad als die darüber abgelagerten jüngeren Sedimente

Tabelle 9
Ergebnisse der Reflexionsmessungen

Fundpunkt	Stratigraphie	Zahl der Messungen (n)	Standardabweichung (s)	R _{max} %
R 55 980, H 99 560 Tiefe 6,8 m	Obere Arnberger Schichten	22	0,28	5,43
R 55 960, H 99 530	Obere Arnberger Schichten	7	0,61	6,15
R 53 860, H 98 500	Obere Arnberger Schichten	20	0,35	5,57
R 53 780, H 98 440	Obere Arnberger Schichten	9	0,14	5,11
R 56 550, H 97 520	Obere Arnberger Schichten	3	—	6,22
R 59 300, H 98 700	Obere Arnberger Schichten	20	0,36	5,49
R 59 700, H 97 700	Obere Arnberger Schichten	30	0,36	5,45
R 59 390, H 96 220	Obere Arnberger Schichten	5	0,20	5,93
R 64 600, H 02 660	Obere Arnberger Schichten	10	0,40	6,0
R 59 660, H 06 660	Obere Arnberger Schichten	3	—	6,0
R 62 360, H 98 430	Untere Arnberger Schichten	18	0,37	5,76
R 57 730, H 05 210	Kieselige Übergangsschichten	2	—	6,3
R 57 940, H 03 700	Kieselige Übergangsschichten	20	0,17	5,18
R 55 350, H 06 730	Tonstein, ca. 5 m über Devon/Karbon-Grenze	16	0,72	5,70
R 55 350, H 06 730	Devon/Karbon-Übergangsschichten	50	0,17	6,40
R 55 350, H 06 730	Tonstein, ca. 15 m unter Devon/Karbon-Grenze	8	0,39	7,51
R 61 350, H 04 180	Obere Hemberg-Stufe (<i>annulata</i> -Horizont)	98	0,36	5,10 [*]
R 61 910, H 03 990 Tiefe 54,2 m	Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe	22	0,32	5,32 ^{**}
R 61 050, H 02 560	Schichten der Adorf- bis Wocklum-Stufe	92	0,43	5,03 ^{**}
R 54 520, H 03 250	Schichten der tieferen Nehden-Stufe	100	0,35	5,70 ^{**}
R 55 780, H 02 320	Tonstein im Massenkalk	6	0,1	5,4 ^{**}
R 56 650, H 02 060	Tonstein im Massenkalk	6	0,6	6,1 ^{**}
R 56 300, H 01 720	Tonstein im Massenkalk	12	0,4	5,9 ^{**}
R 55 450, H 01 340	Tonstein im Massenkalk	8	0,5	5,2 ^{**}
R 58 070, H 02 920	Tonstein im Massenkalk	30	0,7	5,9 ^{**}

* Daten aus KALKREUTH (1979)

** Daten aus unveröffentlichten Berichten von M. TEICHMÜLLER

erreicht. Diese Gesetzmäßigkeit kann durch aufsteigende Magmen, die die Gesteine ihrer Umgebung aufheizen, gestört werden. Durch die zusätzliche Wärme werden dann die ursprünglichen, nur durch Paläogeographie und Tektonik gesteuerten Inkohlungsverhältnisse überprägt; die Inkohlung steigt weiter an, sofern die Temperaturen hoch genug sind. Da ein einmal erreichter Inkohlungsgrad nicht wieder rückgängig gemacht werden kann, weil die chemischen Prozesse irreversibel sind, erlauben Inkohlungsdaten Rückschlüsse auf das geologische Geschehen in der Vergangenheit (ausführliche Beschreibung über Ursachen und Ablauf der Inkohlung siehe STACH et al. 1982).

Der Inkohlungsgrad kleiner, in Sedimenten enthaltener Kohleflitter wird durch mikroskopische Untersuchungen bestimmt. In angeschliffenen und polierten Gesteinsstücken werden die kohligen Partikel aufgesucht und ihr Reflexionsvermögen im auffallenden Licht gemessen. Je stärker die diagenetischen Veränderungen im Gestein sind, je höher also der Inkohlungsgrad der kohligen Gesteinsbestandteile ist, desto größer ist ihr Reflexionsvermögen.

Im Bereich des Blattgebietes Warstein treten – unabhängig vom Alter der Schichten – allgemein sehr hohe Reflexionswerte von mehr als 5% R_{max} auf (s. Tab. 9). Das kohlige

Material hat damit das Meta-Anthrazitstadium erreicht, in dem die organischen Reste zu ca. 98 % aus Kohlenstoff bestehen.

Die Inkohlungswerte verteilen sich sehr unregelmäßig über das Blattgebiet, und die Linien gleicher Inkohlung (= Isoapostilben) folgen nicht dem Generalstreichen der Sättel und Mulden, wie sich aus den Dreiecksformen der 6 %-Linien ablesen läßt, deren Spitzen aufeinander weisen (Abb. 14). Die unregelmäßige Gestalt der Isoapostilben dürfte auf die unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit der von der Aufheizung betroffenen Gesteine zurückzuführen sein, denn es fällt auf, daß die niedrigsten Inkohlungswerte im Bereich des Massenkalks und seines unmittelbaren Hangenden gemessen wurden. Da Kalkstein im Durchschnitt eine etwas höhere Wärmeleitfähigkeit besitzt als Sandstein und Tonstein, aus denen die Arnberger Schichten bestehen (KARL MANTHEI & SCHUSTER 1965; MIRTSCHING 1974), wird die Wärme im Kalkstein schneller abgeführt und kann sich nicht so nachhaltig auf die Umwandlung der organischen Substanz auswirken, die Inkohlung bleibt zurück.

Diese von der tektonischen Struktur des Gebietes unabhängige Inkohlung der Sedimente muß auf posttektonische Einflüsse zurückgeführt werden. Als Erklärung bieten sich im tiefen Untergrund steckengebliebene Magmen an, die die Sedimente in ihrem Dach aufheizt und die Inkohlung vorangetrieben haben. Eine derartige Vermutung liegt nahe, da ca. 15 km nördlich des Blattgebietes Warstein die Bohrung Soest-Erwitte 1/1a (TK 25: 4415 Anröchte) eine extrem starke Inkohlung der paläozoischen Sedimente zeigt (WOLF 1972), die sich mit der magnetischen Anomalie Soest (BOSUM & KIND 1972) in Verbindung bringen läßt. Die magnetische Anomalie wird durch Magnetkiesanreicherungen in den schwarzen Tonsteinen paläozoischen Alters hervorgerufen, wie schon von BOSUM & KIND vermutet worden war. Das Besondere an dieser Vererzung ist eine richtungslos-körnige Struktur, die auf Rekristallisation durch Temperatureinfluß nach Abschluß von Faltung und Schieferung zurückzuführen ist (Untersuchung: G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; CLAUSEN & LEUTERITZ 1982). Dadurch ist eine eindeutige Beziehung zwischen starker Inkohlung und posttektonischem Wärmeaufstieg aus Magmen jüngerer Alters hergestellt. Es ist nun zu vermuten, daß eine Aufheizung der Sedimente bis in den Bereich des Warsteiner Sattels und der Nuttlarer Mulde erfolgte. Eine gewisse Bestätigung dieser Auffassung ist in dem Vorkommen von CO₂-haltiger Sole in Bad Belecke zu sehen, das von FRICKE (1967) mit der Thermalquelle von Westernkotten in Verbindung gebracht wird, einer Solequelle, die im Bereich der magnetischen Anomalie von Soest auftritt.

Einen weiteren Hinweis auf magmatische Beeinflussung der Inkohlung liefern die mikroskopischen Untersuchungen in den Arnberger Schichten der außerhalb des Blattgebietes Warstein gelegenen Bohrung Passauf 1 (TK 25: 4616 Olsberg, R 57 607, H 95 532). Dort wurden 5 m unter Oberfläche 5,8 % R_{max} und in ca. 80 m Tiefe 7,1 % R_{max} gemessen. Die Inkohlung nimmt also ungewöhnlich schnell zu.

Es gibt demnach genügend Hinweise, die für eine relativ junge Aufheizung des Gebietes sprechen. Wenn durch geophysikalische Messungen bisher der Magmenkörper nicht direkt nachgewiesen werden konnte, so liegt das vermutlich an seiner großen Tiefe, in der er vorkommt.

Weitere Angaben zur Inkohlung in der Umgebung des Blattgebietes und ihre Deutung finden sich bei PAPROTH & WOLF (1973), HOYER et al. (1974), WOLF (1975), KALKREUTH (1979), M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & WEBER (1979), M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER (1982) sowie bei CLAUSEN & JÖDICKE & R. TEICHMÜLLER (1982).

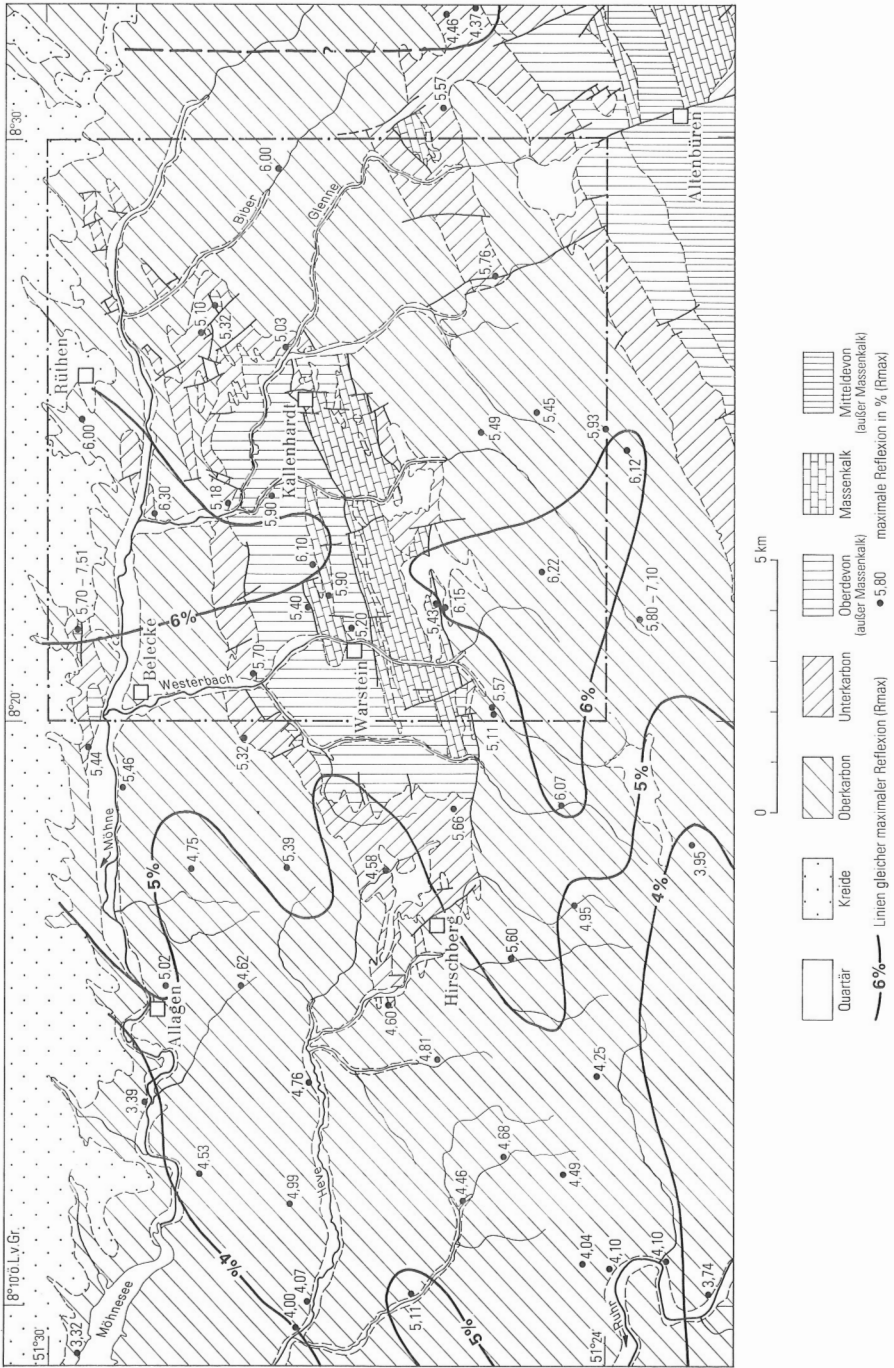


Abb. 14 Inkohlungsverhältnisse im Bereich des Warsteiner Sattels

5. Verkieselung im Warsteiner Raum

Im Warsteiner Raum liegen mehrere bemerkenswerte, teils lokal beschränkte, teils flächenhaft verbreitete Areale intensiver Gesteinsverkieselung. Vor allem sind folgende Gebiete zu nennen:

- Südrand der Warsteiner Carbonatplattform zwischen westlichem Blattgebietsrand und Lörmecke
- Kern des westlichen und östlichen Belecker Teilsattels
- Kern des Scharfenberger Sattels am Hessenkamp

In allen drei Fällen fällt die Verkieselung mit einer tektonischen Störung zusammen: am Südrand mit der Südrandaufschubung, in den Belecker Teilsätteln mit Abschiebungen im Satteltkern und im Scharfenberger Sattel mit einer Nordrandaufschubung. Vererzung und Verkieselung gehen im Blattgebiet Warstein nicht immer konform, obgleich Zusammenhänge zwischen beiden am Südrand im Bereich der Grube David (Betriebspunkte Kunigunde und Stahlberg), bei Belecke (Blei-grube Alter Erzabbau) und am Hessenkamp (Blei-Zink-Verleihung St. Josephus) bestehen.

Die Verkieselung greift teilweise auch auf die an den Warsteiner Raum angrenzenden Nachbargebiete über (oberdevonische und unterkarbonische Schichten im Bereich der Kahlenbergsköpfe, TK 25: 4515 Hirschberg; Flinz-Schichten zwischen Nuttlar und Antfeld, TK 25: 4616 Olsberg).

Es wurden vornehmlich Kalksteine silifiziert, die dann als Quarzfels und Hornstein vorliegen; aber auch Tonsteine und sogar Kieselschiefer wurden betroffen, welche sich durch einen splittartigen Bruch auszeichnen. Der Verkieselungsgrad ist unterschiedlich. Bei partieller Verkieselung ist der Bereich beiderseits von Schichtfugen und Klüften umgewandelt, der Gesteinskern jedoch weitgehend unverseht geblieben (Nordwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer). Bei starker Einwirkung ist der ursprüngliche Gesteinskörper bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt. Untersuchungen von verkieselten Gesteinen aus den Blockfeldern Enkebruch (R 57 050, H 99 780) und Müschedeberg (R 56 060, H 99 620) ergaben, daß als weit überwiegender Bestandteil stengelig ausgebildete, eng miteinander verflochtene Quarze mit Längen zwischen 10 µm und 1,5 mm zu nennen sind. Die Quarze enthalten Einschlüsse von 1 – 50 µm großen, unregelmäßig begrenzten, oft rundlichen Calcitkristallen sowie Illitschüppchen. Die Calciteinschlüsse lassen auf ein Carbonatgestein als Ausgangssediment schließen (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Zweifelloos ist die Verkieselung weitgehend azendenten Ursprungs. Im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer beschrieb STASCHEN (1968: 101) von der West- und Nordwand des Bruches regelrechte „Verkieselungsdome“. Sie sind in ihrem tieferen Teil sehr breit und verjüngen sich nach oben hin. Ihr Abklingen zum Hangenden steht in deutlichem Zusammenhang zur Art der überlagernden klastischen Abfolgen (z. B. größere, in die oberdevonischen Kalksteine eingelagerte Tonsteinhorizonte wie der *annulata*-Horizont; tonige und kieselige unterkarbonische Gesteine).

Hingegen dürfte die Silifizierung der auf der Warsteiner Carbonatplattform weit verstreuten Kreide-Relikte auf deszendenter Verkieselung beruhen. Vor allem gilt das für die glaukonitarmen bis glaukonitfreien Sandsteine bis Konglomerate (HEITFELD 1957: 101), die weitgehend mit Kieselsäure durchtränkt sind, aber noch ihre Herkunft erkennen lassen. Die oberflächengebundenen Kieselsäurelösungen müssen Schichten entstammen, welche ursprünglich über den heute silifizierten Gesteinen lagen (höherer Anteil des Rüthener Grünsandes, Cenoman-Pläner). Mehrere Möglichkeiten sind bei CLAUSEN et al. (1982) diskutiert. Demgegenüber hält R. SCHAEFFER (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Braunschweig; schriftl. Mitt.) eine ascendente Zufuhr und ein Eindringen der Hydrothermen in die diagenetisch noch wenig verfestigten Sedimente für wahrscheinlicher. Für eine ascendente Herkunft sprechen nach SCHAEFFER Hämatit-Dolomit-Calcit-Pyrit-Paragenesen in den Kreide-Relikten.

Weltweit bekannt sind die idiomorphen hexagonalen „Doppelender“ der Suttroper Quarze. Die trübweißen bis wasserklaren Kristalle weisen einen Zonarbau auf, welcher ein Wachstum mit mehreren Unterbrechungen anzeigt. Die Länge der Kristalle liegt zwischen 10 und 40 mm, der Durchmesser zwischen 8 und 25 mm. Die Trübung wird nicht nur durch den Zonarbau, sondern auch durch zahlreiche Einschlüsse von Anhydrit, etwas Kupferkies, Calcit, Pyrit, flüssige Kohlenwasserstoffe und luftgefüllte Porenräume hervorgerufen. Neben massenhaft verstreuten Einzelindividuen treten auch faust- bis kopfgroße, lockere bis kompakte, durch jüngere Kieselsäurezufuhr verfestigte Aggregate aus vielen Kristallen auf.

Die Suttroper Quarze wurden schwebend in Calcitgängen gebildet. Die hohen Bildungstemperaturen der Quarze (bis 350°C nach BEHR et al. 1979) beweisen eindeutig deren hydrothermale Natur. In Schlottensedimenten oberkretazischen bis pleistozänen Alters gefundene Kristalle sind zum Teil mehrfach umgelagert, kantengerundet und wegen ihrer Härte manchmal als „in-situ-Seife“ zusammengeschwemmt. Solche Seifen wurden gelegentlich erneut eingekieselt und bilden dann feste Quarzaggregate.

Die Quarze verdanken ihre Entstehung hydrothermalen Lösungen, die zeitlich und stofflich unterschiedlichen Mineralisationszyklen angehören. Für die Suttroper Quarze darf aufgrund der Anhydrit-Einschlüsse angenommen werden, daß sie sich im salinaren Milieu abgeschieden haben. Nach BEHR et al. (1979: 228) wurde der Anhydrit infolge Vermischung wärmerer kieselsäurereicher Hydrothermallösungen mit natrium- und kaliumchloridhaltigen, an Anhydrit gesättigten Formationswässern gefällt. Nach NEY & SCHERP (1968) könnte die Kieselsäure auch deszendenter Herkunft sein.

Gute Fundpunkte mit Suttroper Quarzen befanden oder befinden sich an der berühmten, heute durch eine Reithalle weitgehend zugebauten Typuslokalität „An der alten Vogelstange“ südlich Suttrop (R 01 850, H 56 940), an der alten Stadtkirche in Warstein (R 54 870, H 01 650), am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes (R 57 570, H 99 720), an der Nordwand des aufgelassenen Massenkalk-Steinbruches „Oberhagen“ (R 56 130, H 01 820) sowie an der Westwand des Steinbruches Weiken bei Kallenhardt (R 58 830, H 01 570). Mit Aufbau und Entstehung der Suttroper Quarze haben sich BÖMER (1891), OBENAUER (1954, 1973), KORITNIG (1961 a, b), SCHNEIDER (1973 b), BEHR & OEHLSCHEGEL (1976), BEHR & OEHLSCHEGEL & RUMMEL (1977) sowie BEHR (1979) eingehender befaßt.

Verschiedene Quarzgenerationen im Warsteiner Raum verdeutlichen, daß die Quarzbildung mehrphasig war. Schwierig ist die zeitliche Einstufung. Nach SCHAEFFER (1983) sowie CLAUSEN & SCHAEFFER (1983) lassen sich vier Quarzgenerationen unterscheiden:

Quarzgeneration I (Vorphasenverkieselung)

Untersuchungen an Bohrkernen der Bohrung Warstein 1 am Müschedeberg ergaben, daß die älteste Quarzgeneration aus zonar gebauten hypidiomorphen Grobquarzen besteht, welche Calcit-, Pyrit- und Kupferkieseinschlüsse enthalten und häufig brekziiert sind. Eine jüngere, feinkörnige, calcitfreie Generation resorbiert den Grobquarz randlich und dringt in ihn an Berstungsrisse ein (Abb. 15). In dem in Abbildung 15 wiedergegebenen Dünnschliffpräparat sind die 0,03 – 1,55 mm großen Quarzindividuen völlig frei von Einschlüssen. Wie die undulöse optische Auslöschung und die Rißbildungen zeigen, ist der Kluftquarz tektonisch beansprucht.

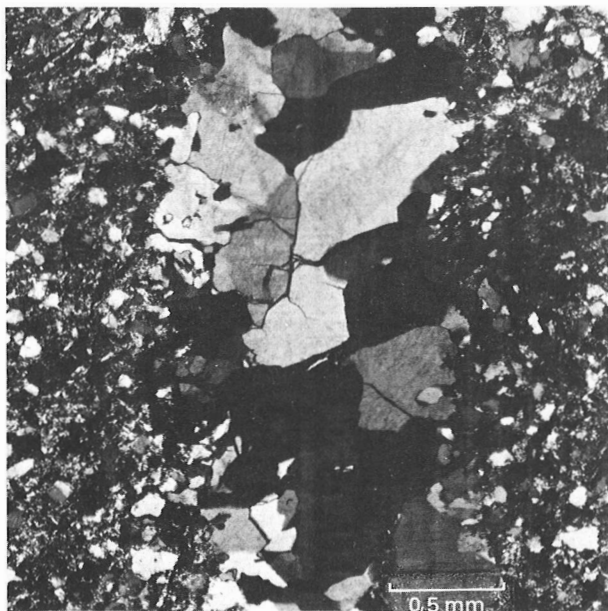
Beide Quarzgenerationen könnten am Südrand der Carbonatplattform während oder nach der asturischen Gebirgsbildungsphase zustande gekommen sein (Untersuchung: G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Nach R. SCHAEFFER (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Braunschweig; mdl. Mitt.) treten auch im Scharfenberger Sattel und im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer „heiße Vorphasenverkieselungen“ auf. Im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer wurden von G. KOSCHINSKI (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Göttingen) Messungen von Flüssigkeitseinschlüssen durchgeführt, deren Bildungstemperaturen Maxima im Bereich von 160 – 210° C, 180 – 250° C sowie 300 – 360° C aufweisen.

Quarzgeneration II (Hauptcalcitphase)

Nach SCHAEFFER (1983: 29) sind Verkieselung und Vererzung im Warsteiner Raum weitgehend während der saxonischen (alpidischen) Mineralisation (Wende Jura/Kreide bis Alttertiär) entstanden. Es lassen sich mehrere hydrothermale Phasen unterscheiden und aufgrund der von ihnen imprägnierten Deckgebirgssedimente genauer einordnen. Zu den ältesten saxonischen Mineralisationen im Warsteiner Raum gehören die während des Juras

Abb. 15

Gangquarz-Kluftfüllung in einem feinkörnigen, sericit-haltigen Sandstein der Oberen Arnsberger Schichten (Vorphasenverkieselung); Schurf für die Bohrung Warstein 1 am Müschedeberg;
R 55 980, H 99 560
(Polarisatoren +);
Foto: G. STADLER)



oder der Unterkreide entstandenen Kalkspatvorkommen vom Typ „Wülfrath“ und die Suttroper Quarze. Die Suttroper Quarze wurden während der Unterkreide gebildet, da einige von ihnen mesozoische Korallen umschließen (BEHR & HORN 1983 a). Weil ferner Suttroper Quarze als Gerölle im Rüthener Grünsandstein (Alb/Cenoman) auftreten (HEITFELD 1957: 109), ist damit das Alter festgelegt. Die Suttroper Quarze sind die Hauptvertreter der Quarzgeneration II.

Quarzgeneration III (Pseudomorphosenquarz)

Der Pseudomorphosenquarz nach Baryt spielt in dieser Generation eine beherrschende Rolle. Er geht in größere Quarzkristalle der Typen „Usingen“ und „Dornap“ über. Chalcedon tritt untergeordnet auf. Der Pseudomorphosenquarz nach Baryt hat stets höhere Salinitäten und Bildungstemperaturen als Baryt (BEHR & HORN 1983 b). Mit der Quarzgeneration III sind die Pb-Zn-Cu-Sb-Sulfide im „Alten Erzabbau“ bei Belecke, in den Sulfiderzvorkommen der Massenkalk-Schlotten im Steinbruch Weiken und im Vorkommen „St. Josephus“ am Heskamp im Scharfenberger Sattel verknüpft. Hierhin gehören ferner zahlreiche Pyrit-Markasit-Wechsellagen sowie komplizierter gebaute Calcite, die dem Calcit-Typ „Freiberg“ entsprechen. Damit verbunden sind Ni-Co-Sulfide und -Arsenide sowie komplexe Ag-Sulfide und -Sulfosalze (CLAUSEN & SCHAEFFER 1983: 102–104).

Quarzgeneration IV (Warsteiner Eisenkiesel)

Die Eisenkiesel sind gelbe, gelbbraune bis braune, meist sehr rasch und vollständig verkieselte, zum Teil auch mehrphasig brekziierte Eisenabscheidungen mit geringfügigen klastischen Beimengungen. Die stromatolithischen bis massigen Warsteiner Eisenkiesel sind nach KRETZSCHMAR (1982: 237, 244) stets an Karsthohlformen des Massenkalks gebunden: An den Zellwänden von Pilzhypen, welche die Wände von Karstspalten überzogen, wurde Eisen abgeschieden, welches durch Sickerwässer als Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Ionen in die Spalten gelangte. Durch mehrere Zufuhren kieselensäurereicher Hydrothermen wurden die eiseninkrustierten Hypen eingekieselt. Aus mineralparagenetischen und paläogeographischen Gründen nimmt KRETZSCHMAR (1982) für die Pilz-Einkieselungen ein oligozänes bis

Tabelle 10
Alter und Abfolge der Warsteiner Quarzgenerationen

Generation	Phase	mineralogische Besonderheiten	Alter
Quarz Ia Quarz Ib Quarz Ic	Vorphasenverkieselung	feinkörnig	? Paläozoikum (asturische Orogenese)
		grobkörnig mit Sulfideinschlüssen	
		feinkörnig	
Quarz II	Hauptcalcitphase Typ „Wülfrath“ (Skalenoeder)	Suttroper Quarze	Grenze Jura/Kreide bis Untere Unterkreide
	Hauptbarytphase		Oberkreide bis Tertiär
Quarz III	Pseudomorphosenquarz und Typ „Usingen-Dornap“, Chalcedon	Quarz pseudomorph nach Baryt, mit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Tetraedrit	Tertiär (Postoligozän, Miozän ?)
Quarz IV	Warsteiner Eisenkiesel	verkieselte eiseninkrustierte Pilzhypen in Karstspalten	Tertiär (Postoligozän, Miozän ?)

miozänes Alter an. BEHR & HORN (1983 a) befürworten hingegen ein Kreide-Alter der Warsteiner Eisenkiesel. Den Eisengehalt leiten sie aus reduziertem Glaukonit des Rüthener Grünsandsteins her. Diese Annahme geht von der Vorstellung aus, daß sich die Pilze nach Rückzug des Alb-Meeres in Karststrukturen ansiedelten. Es muß jedoch nach Ablagerung des Grünsandsteins im Warsteiner Raum noch mit einer ausgedehnten Verbreitung des cenomanen Plänermeeres gerechnet werden. Zu dieser Zeit war ein Eintrag von Pilzsporen in den verkarsteten Untergrund unmöglich.

Mikrothermometrische Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen ergaben, daß die Einkieselung der Pilzhyphen durch 70 – 100° C warme Lösungen erfolgte.

Das Schema der Quarzgenerationen ist in Tabelle 10 nach SCHAEFFER (in CLAUSEN & SCHAEFFER 1983: 102) zusammengestellt.

6. Erd- und Landschaftsgeschichte

6.1. Fazies und Paläogeographie

Während des oberen Mitteldevons konnten sich im Blattgebiet am Schelfrand des Old Red Kontinentes mehrere Riffe entwickeln. Bei dem größten der entstandenen Riffkomplexe, dem Warsteiner Riff, reicherten sich nach und nach mehrere hundert Meter biostromaler Riffbauten (gut geschichtete, lateral sich ausdehnende Plattformkalksteine in Schwelm-Fazies) auf einem sich morphologisch gegenüber seiner Umgebung als Hochgebiet abhebenden Teil der Schelfplattform an. Das Hochgebiet besaß eine isolierte und gegenüber festländischen Einflüssen (Zufuhr von Abtragungsschutt) abgeschirmte Lage, so daß es von den Schelfsanden umflossen werden konnte. Nur feinste terrigene Trübe wurde gelegentlich mit den Meeresströmungen herangeschafft und reicherte sich in lagunenartigen Depressionen an. Die hier entstehenden Schwarzschieferlagen verfangerten sich mit dem Riffschutt. Das Nebeneinander von autochthoner Riffbildung, Riffschutt und bituminösen Ton- und Kalkschlämmen wurde durch ein aus Senken, Rinnen und Buckeln bestehendes Kleinrelief auf der sonst morphologisch wenig differenzierten Oberfläche der Riff tafel ermöglicht.

An der Wende Mittel-/Oberdevon wurde nach KREBS & WACHENDORF (1979: 36) die von syndimentären Brüchen gerahmte Carbonatplattform an einem mobilen Scharnier gekippt. Die Drehachse verlief etwa West – Ost. Die Plattform wurde dabei in ihrem südlichen Abschnitt am stärksten herausgehoben, in ihrem nördlichen Abschnitt am stärksten gesenkt. Auf der so entstandenen „Warsteiner Kippscholle“ korrespondierten Absenkung und Riffaufwuchs nicht mehr. Das Riffwachstum kam schon im oberen Mitteldevon zum Erliegen. Nur entlang des Südrandes, auf dem bathymetrisch höchsten Teil der Scholle, setzte sich der Riffaufwuchs mit einem kleinen Bioherm (Dorp-Fazies) bis in die obere Adorf-Stufe fort. Es schuf während der Adorf-Stufe eine langgestreckte untermeerische Schwelle.

Die Sedimentationsgeschichte verlief von jetzt an auf der Carbonatplattform unterschiedlich. Der nördliche und mittlere Abschnitt der Kippscholle wurde im Oberdevon von kontinuierlich abgelagerten Beckensedimenten überkleidet, während im südlichen Teil eine diskontinuierliche, von größeren Lücken betroffene Schwellensedimentation vorherrschte.

Zwei kleinere, aus Biohermen hervorgegangene Riffe entstanden nördlich und östlich der Warsteiner Carbonatplattform, das Belecker und Scharfenberger Riff. Beide wuchsen isoliert empor und entwickelten sich unabhängig von der Warsteiner Carbonatplattform.

Auf die gesamte Nordflanke des abgesunkenen und abgestorbenen Warsteiner Riffes griff die Flinz-Fazies über. Die Flinzkalkbänke sind aus dem Riffdetritus (Crinoidenschutt, Korallen- und Stromatoporenreste) aufgebaut, welcher durch Schuttströme eingeschüttet wurde und sich mit bituminösen Tonschlämmen vermischte. Da sich auch schon während des Korallenaufwuchses größere Nischen derartigen Schlammes bildeten, sind die Flinz-Schichten teilweise ein Faziesäquivalent des Massenkalks, größtenteils jedoch jüngeren Alters.

Auch auf der emporgehobenen Südflanke der Carbonatplattform verzahnten sich flinzartige Sedimente mit der oberdevonischen Dorp-Fazies. Heute weisen hier nur noch sporadische Schwarzschiefer-Vorkommen darauf hin, daß das Flinzmeer einstmals den gesamten Warsteiner Raum einnahm.

Die Flinz-Fazies wird von der Fazies der Styliolinen-Schichten abgelöst. Zahl und Größe der Kalkschutt anliefernden Suspensionsströme nahm wegen des Absterbens der Carbonat produzierenden Organismen ab, gleichfalls gingen der Bitumenanteil und damit auch die schwarze Farbe der Tonschlämme zurück. Der Meeresboden war nun besser durchlüftet.

Am Glensberg östlich Suttrop verzahnen sich Flinz- und Styliolinen-Schichten. Da sich hier zwischen Suttrop und Kuckucksberg auch später wichtige Faziesänderungen vollzogen, darf gefolgert werden, daß sich schon zur Zeit der Flinz-Schichten auf der Carbonatplattform eine Nord-Süd verlaufende Faziesscheide herausbildete. Man kann daher annehmen, daß Teilbereiche der Riffplattform an synsedimentär wirksamen Flexuren oder Brüchen unterschiedlich stark absanken.

So bildeten sich noch während der Adorf-Stufe zwei unterschiedliche Faziesgebiete, die Westfazies mit überwiegend tonigen und die Ostfazies mit überwiegend karbonatischen Sedimenten, heraus.

Der Bereich der Westfazies (Abb. 16) war in der höheren Adorf-Stufe und tieferen Nehden-Stufe zunächst durch Beckenablagerungen (Bändertone, Tonsteine mit Kalkknollen und dünnen Kalksteinbänken) gekennzeichnet. Die stärker kalksteinhaltigen Partien überkleideten die Abhänge der Carbonatplattform, wo die Beimengung von Ton- und Schluffschlamm abnahm. Eine kurzfristige Unterbrechung dieser Sedimentationsverhältnisse ver-

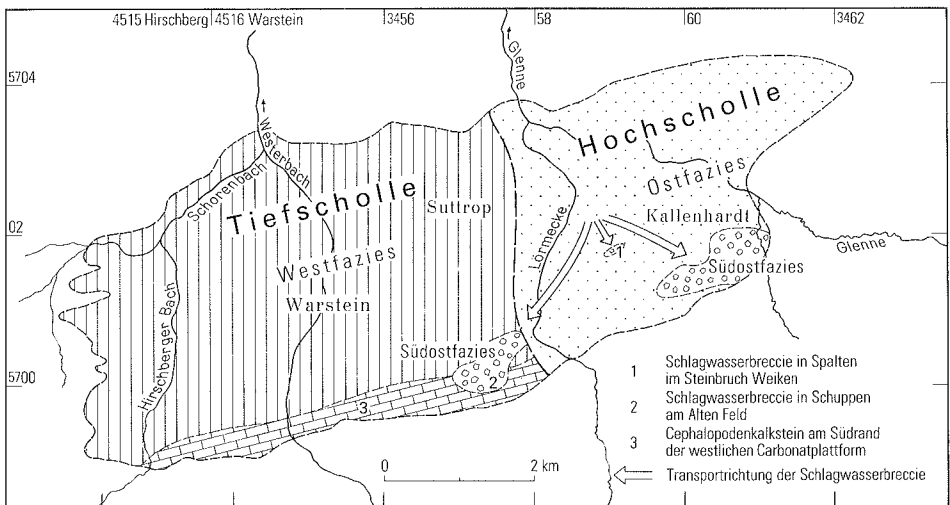


Abb. 16 Faziesbereiche der Warsteiner Carbonatplattform während des Oberdevons und Unterkarbons (vereinfachte Darstellung auf der Grundlage der geologischen Karte)

deutlich das im Steinbruch Korff zwischen Romecke und Eisenhammer erschlossene Kellwasserkalkvorkommen. Schwarzschiefer und bituminöse Kalksteine weisen auf ein am Meeresboden herrschendes euxinisches Milieu hin. In der höheren Nehden-Stufe nahm die Carbonatanlieferung wieder zu, das tonig-schluffige Material wurde stark zurückgedrängt. Es entstanden Kalksteine, tonig-schluffige Kalksteine und tonige Schluffsteine. Erst in der Dasberg-Stufe nahmen Ton- und Schluffzufuhr wieder zu. Die bankigen Kalksteine der Hemberg-Stufe gehen in grobknollige Mergelkalksteine der Dasberg-Stufe über.

Im Gebiet der Ostfazies (Abb. 16) östlich der Linie Kuckucksberg – Suttrop trifft man demgegenüber schon in der Mittleren Adorf-Stufe auf bankige, knollige und flaserige Kalksteine. Die Carbonatsedimentation hielt auf Tiefschwellen (Kattensiepen, Eulenspiegel, Kruhberg) während des gesamten Oberdevons an. Eine geringmächtige Lage aus Schwarzschiefern und bituminösen Kalksteinen, der *annulata*-Horizont, unterbrach in der Oberen Hemberg-Stufe vorübergehend die Kalksteinbildung. Zwischen den Tiefschwellen wurden, besonders während der Nehden-Stufe, die Kalksteine durch tonige Sedimente, vor allem Mergelsteine und Bänder-tonsteine ersetzt.

Das langgestreckte Riff am Südrand der Carbonatplattform, dessen weiterer Aufwuchs in der Oberen Adorf-Stufe endete, wurde bis zum tiefsten Unterkarbon lückenhaft mit teils rein kalkigen, teils tonig-kalkigen Sedimenten bedeckt.

Auf den untermeerischen Schwellen des Belecker und Scharfenberger Riffes reicherten sich bis zum tiefsten Unterkarbon einige Zehner Meter tonig-kalkiger Gesteine an. Im Gegensatz zur kontinuierlichen Abfolge auf dem Belecker Riff ist der Schichtenverband auf dem Scharfenberger Riff unvollständig. Ursache dürfte eine örtlich umfangreiche Aufarbeitung der Gesteine und ein Abtransport von Sedimentkomponenten sein. In Spalten und Schlotten der Scharfenberger Riffkalksteine aufgefundene Breccien und Schuttkalksteine sind mit der Schlagwasserbreccie vergleichbar.

Der Bereich der an den Südflügel der Nuttlarer Hauptmulde geknüpften Südfazies (Abb. 16) ist durch pelitische Beckensedimente mit zwischengeschalteten Psammiten gekennzeichnet. Schluffig-sandige, graue und grüne Tonsteine und Bänder-tonsteine der Adorf- und Nehden-Stufe werden in der Hemberg- bis Dasberg-Stufe von roten und grünen Tonsteinen mit Kalkknollenlagen und Sandsteinbänkchen abgelöst.

Eine Sonderfazies, die Schlagwasserbreccie, ist als Südostfazies (Abb. 16) vornehmlich am Ost- und Südostrand der Warsteiner Carbonatplattform anzutreffen. Die Gesteinskomponenten dieser sedimentären Breccie entstammen hauptsächlich der Aufarbeitung von Cephalopodenkalksteinen, welche der Carbonatplattform auflagerten. In Form von Suspensionsströmen wurden sie gravitativ in bathymetrisch tiefer gelegene Meeresräume verfrachtet. Weichkalkgerölle und kleinere, unversehrt gebliebene Teile von Kalksteinbänken weisen auf einen nur kurzen Transportweg hin. Die Schuttströme breiteten sich nach UFFENORDE (1976: 91) mehrphasig aus, wobei die ältesten Sedimentfächer von jüngeren zum Teil wieder erodiert wurden. Die Hauptrutschungen sollen sich nach UFFENORDE (1976) in die Mittlere Adorf-Stufe, in den Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe und in das tiefere Unterkarbon II einordnen lassen. Als Rutschungsursachen sind Erdbebenwellen und epirogene Bewegungen zu nennen, welche wiederholt Schuttströme am paläomorphologisch exponierten Ostrand der Warsteiner Carbonatplattform aktivierten. Die oberdevonischen Becken und Schwellen blieben bis zum tiefsten Unterkarbon faziesbestimmend. So sind noch die Hangenberg-Schichten, welche die Devon/Karbon-Grenze enthalten, teils durch

Ton- und Schluffsteine, teils durch Cephalopodenkalksteine charakterisiert. Ab mittlerem Unterkarbon verloren Belecker, Scharfenberger und Warsteiner Riff sowie die übrigen Schwellen allmählich ihre Rolle als faziessteuerndes Hochgebiet und wurden in die Beckensedimentation des Kulms einbezogen. Der Meeresraum wurde erweitert und vertieft. Zunächst griffen feinklastische Ablagerungen einheitlich über das bisherige Relief hinweg. Die bisher bestehenden morphologischen Unterschiede wurden ausgeglichen. Schwelleneinfluß ist zu Beginn der Kulm-Transgression noch durch den an die oberdevonischen Schwellen fixierten Erdbacher Kalk, eine Crinoidenkalkstein-Fazies, erkennbar (Belecker Riff, Riffschwellen am Kattensiepen, am Eulenspiegel, am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform). Am Südrand ist der Erdbacher Kalk vor allem in Form von Sedimentgängen im Massenkalk eingeschlossen.

Die Phosphoritknollen der Liegenden Alaunschiefer kennzeichnen die Vertiefung des Ablagerungsraums. Auf ein Stillwassermilieu weisen Tonsteine, Alaunschiefer und extrem kieselsäurereiche Gesteine wie Kieselschiefer, Lydite und Kieselkalke hin. Wiederholt auftretende Tuff- und Tuffitlagen verdeutlichen besonders im tieferen Unterkarbon eine lang anhaltende vulkanische Tätigkeit.

Auf die Existenz von Hochlagen im Unterkarbon deuten am Ost- und Südostrand des Warsteiner Riffes und am Scharfenberger Riff die Schuttströme der Schlagwasserbreccie hin, welche in Form von Suspensionsströmen episodisch in tiefer gelegene Becken glitten und sich dort mit den autochthonen tonig-kieseligen Sedimenten vermischten.

Die mit einigen hundert Meter mächtigen unterkarbonischen Gesteinen bedeckte Warsteiner Carbonatplattform wurde gegen Ende des Unterkarbons in den Südrand des Namur-Beckens einbezogen. Zunächst noch fein-, dann grobklastische Sedimente wurden von Süden her fluviatil bis zum Beckenrand, dann in Suspensionsströmen in das Becken hinein verfrachtet und griffen über die Plattform hinweg. Eine 2 000 – 3 000 m mächtige Gesteinsabfolge sammelte sich während des Oberkarbons im Warsteiner Raum an. Mit den Oberen Arnberger Schichten endet im Blattgebiet die Überlieferung paläozoischer Schichten.

Es folgte eine lange, das höhere Oberkarbon (Westfal bis Stefan), die Perm-, Trias- und Jura-Zeit umfassende Festlandsperiode. Während der Unterkreide griff das Meer erneut auf den Warsteiner Raum über. Fraglich ist, ob sich schon vor dem Alb die „Bucht von Warstein“ als südwestlicher Ausläufer der Egge-Bucht (SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER 1974: 235) gebildet hat. Die Egge-Bucht wird als eine durch das Neokom-Meer verursachte trichterartige Erweiterung der Südküste gedeutet, in welche von der Rheinischen Masse her ein Flußsystem mündete. In der Warsteiner Meeresbucht sollen sich vom Hauterive an durch Vermischung terrigenen, fluviatil zugeführten Schuttes mit marinen Schlämmen glaukonitfreie, fossilere Quarzsande angereichert und die küstennahen Osning-Sandsteine gebildet haben. Die Osning-Sandsteine wären demnach als ästuarine Ablagerungen aufzufassen. Die Egge-Bucht wird allerdings von MEIBURG 1979 bestritten. Nach ihm soll vom Hauterive bis unteren Alb die Strandlinie viel weiter östlich gelegen und den Warsteiner Raum nicht berührt haben.

Die Warsteiner Carbonatplattform blieb bis zur höchsten Unterkreide Festland. In Karstspalten und Schlotten eingelagerte terrestrische Sedimente lassen sich in das oberste Apt bis Alb einstufen (CLAUSEN et al. 1978, MEIBURG 1979). Erst vom Mittel- bis Oberalb an transgredierte mit einem Basalkonglomerat der Rühener Grünsand über das eingerumpfte Paläozoikum. Das Meer drang bis zur Carbonatplattform vor. Die im Blattgebiet von Osten nach Westen zu beobachtende Korngrößenabnahme des Rühener Grünsandes ist nach

HEITFELD (1957) auf eine Verdriftung der zunächst weiter östlich angelieferten Sedimentpartikel durch küstenparallele Strömungen zurückzuführen.

Wiederholt gemachte Funde glaukonithaltigen Rüthener Grünsandes auf der Warsteiner Carbonatplattform belegen, daß die Plattform bis zum Südrand überflutet wurde (CLAUSEN et al. 1978). Diese Beobachtung steht der Ansicht von SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER (1974: 236) entgegen, daß das engere Warsteiner Gebiet im Oberen Alb nicht vom Meer bedeckt sein und die Küstenlinie an der Nordflanke des Warsteiner Sattels gelegen haben soll. Der im Rüthener Grünsand auffallende Mangel vollmariner Fossilien wird von SEIBERTZ (1979: 89) durch ein brackisches Lagunenmilieu erklärt.

Nach einer Regressionsphase im tiefsten Untercentoman griff ab höherem Untercentoman das Cenoman-Meer weit über den gesamten Warsteiner Raum nach Süden vor. Die in der basalen Hangenden Mergelfolge gefundenen Phosphoritknollen werden von SPEETZEN & EL-ARNAUTI & KAEVER (1974: 215) als Beweis für die Vertiefung des Meeresraumes während dieser Zeit angesehen. Die Cenoman-Transgression hat alle zugänglichen, noch offenen Karsthohlformen auf der Warsteiner Carbonatplattform mit Sedimenten plombiert.

Mit dem Cenoman-Pläner brach im Blattgebiet Warstein die Überlieferungsgeschichte mariner Sedimente ab.

6.2. Landschaftsgeschichte

Die paläozoischen Schichten wurden während der asturischen Phase (Wende Westfal/Stefan) des Oberkarbons gefaltet und herausgehoben. Gleichzeitig begann die Abtragung, die während des Perms und im älteren Mesozoikum das Faltengebirge zu einem Rumpf erniedrigte. Über terrestrische Relikte aus dieser Zeit ist nichts bekannt. Hebung und Abtragung hielten Schritt, deshalb lag nur eine flache reliefarme, nach Norden absinkende Geländeschwelle vor.

Es hat längere Zeit beansprucht, bis die den Massenkalk überlagernden, einige tausend Meter mächtigen Sedimente erodiert waren und die Carbonatplattform wieder zutage trat.

Karsttaschen mit aufgearbeiteten Sporen aus der Keuper-Zeit und einer reichen Sporengemeinschaft aus dem Zeitabschnitt Berrias bis Valendis, welche im Massenkalk im Blattgebiet 4517 Alme gefunden wurden, legen nahe, daß die Denudation des Massenkalks vor Beginn der Kreide-Zeit weitgehend abgeschlossen war. Die Warsteiner Carbonatplattform wurde hochtalähnlich eingeebnet und war als ebene Karstwannenlandschaft allseits in die silikatischen Gesteine des Unter- bis Oberkarbons eingesenkt.

Die schon im Oberdevon begonnene Sedimenteinsenkung in Spalten (CLAUSEN et al. 1978: 580–585) setzte sich unterkretazisch fort. Die Genese der zahlreichen Warsteiner Höhlen (Bilsteinhöhle, Liethöhle, Hohler Stein, Eppenloch und viele andere; vgl. LOTZE 1961, ROTERS 1973, MEIBURG et al. 1977 sowie MEIBURG & STOFFELS 1979) läßt sich sicherlich bis in die Kreide-Zeit zurückverfolgen. Die ersten Ansätze zu den Hohlraumbildungen sind möglicherweise noch viel älter.

Im Apt und älteren Alb wurden Hohlräume des Massenkalks mit terrestrischen Sedimenten verfüllt (CLAUSEN et al. 1978: 582). Nach einer flachen marinen Überflutung in der mittleren Unterkreide (vgl. Kap. 3.3.1.) griff ab Oberalb das Kreide-Meer auf den gesamten Warsteiner Raum über. Die Grundwasserverhältnisse im schon bestehenden Karströhrensystem wurden grundlegend verändert. Es kam zu einem Einstau, der Abfluß stagnierte.

Das Cenoman-Meer, welches weit nach Süden über den Warsteiner Raum hinaus vorstieß, hat schließlich die meisten zugänglichen Hohlräume mit Sedimenten plombiert.

Spätkretazisch, nach Rückzug der Kreide-Meere, und während des Tertiärs neigte sich die Ablagerungsfläche der Kreide-Schichten infolge Gebirgshebungen nach Norden. Der Erosionsrand der geschlossenen Kreide-Bedeckung wurde schrittweise nordwärts verlagert und befindet sich heute nördlich der Möhne.

Im Tertiär wurde das Gebirge unter einem warmen wechselfeuchten Klima tiefgründig chemisch zersetzt. Die Entwässerung der eingerumpften gewellten Geländeoberfläche vollzog sich über ein System von Spülmulden. Das Fehlen von jungoberkretazischen und alttertiären Karstsedimenten im Warsteiner Massenkalk spricht dafür, daß der größte Teil des Warsteiner Sattels bis zum Jungtertiär noch von Kreide-Schichten verhüllt war (bedeckter Karst (vgl. CLAUSENet al. 1978: 586). Selbst dann ging die Verkarstung der Carbonatplattform jedoch subterrän weiter, obgleich der Massenkalk weitgehend wegen der Kreide-Überdeckung unter das Niveau der Vorfluter geriet. Entlang Klüften erfolgte Gesteinsauflösung durch CO₂-reiche Wässer. Vertikale, durch horizontale Querverbindungen verknüpfte Hohlformen ließen nach der kreidezeitlichen Verfüllung und Plombierung des alten Karströhrensystems nach und nach ein neues entstehen, welches aber streckenweise mit offen gebliebenen Hohlräumen des früheren, prä- bis altkreidezeitlich angelegten Systems korrespondierte und nicht dessen Ausmaße erreichte. Tertiäre Karstgroßformen entzogen sich im Warsteiner Raum bisher dem Nachweis (vgl. CLAUSENet al. 1982). Die intensive Verkarstung ruhte im Alttertiär weitgehend.

Ab Miozän bildete sich durch Verknüpfung der talartigen Spülmulden allmählich das heutige Gewässernetz heraus. Eines dieser Gewässer, die Urmöhne, floß viel weiter nördlich als heute im Bereich der Haar in Ost – West-Richtung ab, wie die vom jetzigen Möhnebett bis zur Haar reichenden Höhenterrassen zeigen. Paläozoische Schotterreste (Kieselschiefer, Grauwacken) auf dem Geländerrücken der Haar weisen darauf hin, daß die Schrägstellung der Kreide-Schichten, die heutige Haarabdachung, erst nach Ablagerung der Urmöhneschotter erfolgt sein kann (TIMMERMANN 1959: 72).

Im Pliozän wurde das Klima kälter und trockener. Die Gewässer schnitten sich infolge größerer Geröllfracht und fortdauernder epirogenetischer Hebungen stärker in die Spülmulden ein: Das heutige Flußnetz wurde durch beginnende Linearerosion irreversibel festgelegt. Die Möhne schuf durch Erosion der *labiatus*-Mergel und der Cenoman-Pläner an der Flanke der Haarabdachung, südlich der Kammlinie, eine breite Mulde (RITZEL 1972: 223, 239 – 243) und gelangte durch Ausräumung der Kreide-Decke allmählich in den paläozoischen Untergrund. Sie wurde zum Hauptvorfluter des gesamten Warsteiner Raumes. Für ihre Ost – West gerichtete Talanlage waren die weichen Kreide-Schichten und das Streichen der paläozoischen Sättel maßgebend. Auch die kleineren Fluß- und Bachtäler schnitten sich infolge der fortschreitenden epirogenetischen Hebungen in den Untergrund ein, folgten aber entsprechend der nach Norden bis Nordwesten gerichteten Abdachungsfläche des Sauerlandes dem Gefälle zum Möhnetal hin. Damit wurden die Ausgestaltung und Gliederung der Landschaft in langgestreckte Höhenzüge, Einzelberge und weit gestreckte Talungen eingeleitet.

Im Pleistozän, mit dem Beginn der quartären Kaltzeiten, erhöhte sich die Tiefen- und Seitenerosion der Flüsse. Spitze Kerbtäler und aufgeschotterte trog- bis kastenförmige Sohlentäler lösten einander ab: Infolge des Wechsels von Kalt- und Warmzeiten und Ände-

rungen im Gefälle, Geröllfracht und Wasserführung erfolgte die Tieferlegung der Talsohle abschnittsweise. Relikte unterschiedlich alter Talböden blieben als Terrassenleisten an den Talhängen erhalten. Solche Terrassenreste, welche der Unteren und Oberen Mittelterrasse angehören, befinden sich im Warsteiner Raum an den Uferhöhen beiderseits der Glenne und der Möhne.

Eisablagerungen lassen sich im Warsteiner Raum zwischen Möhne und Haarkamm nachweisen. In Terrassenablagerungen und Hanglehmdecken treten nordische Geschiebe (granitoide Gerölle, Flintsteine) auf. Zwar lag der südliche Eisrand des Münsterland-Gletschers generell am Haarstrang (THOME 1980: 30), jedoch flossen bis zum Haarstrangscheitel aufgestaute Schmelzwässer an Überlaufrinnen in das Möhnetal ab, wobei sie Gerölle mitführten. Eine solche Rinne verläuft von Altenmellrich aus in südwestlicher Richtung an den Haarhöfen vorbei zwischen Niederbergheim und Völlinghausen im Blattgebiet 4515 Hirschberg in das Möhnetal hinein (THOME 1980: 32). In der aufgelassenen Ziegelei Niederbergheim, am südöstlichen Rinnenrand gelegen, ließen sich wiederholt nordische Geschiebe finden. Möglicherweise entstanden die recht ausgedehnten Decken aus Hoch- und Hangflächenlehm südlich des Haarkammes zwischen Drewer und Rüthen durch eine Umlagerung von Geschiebelehm (RITZEL 1972: 234). In diesem Falle könnte der Gletscher auch über die Kammlinie hinweg bis zum Möhnetal vorgedrungen sein.

Südlich der Möhne herrschte ein Dauerfrostboden vor, welcher während der wärmeren Perioden in Oberflächennähe breiig auftaute. Durch den soliflukativen Abtrag der Lockerdecken wurden auf der Warsteiner Carbonatplattform die früher plombierten Hohlräume freigelegt, so daß verschiedene Bodensedimente in sie eingespült werden konnten. Die Massenkalk-Oberfläche wurde korrosiv und erosiv stark verändert. Teils wurden ältere, tertiärzeitlich angelegte Karstformen überprägt, teils neue geschaffen. Die Warsteiner Kalksteinlandschaft zeigt heute fast alle karsttypischen Phänomene wie Karren, Kolke, Spalten, Schlotten, Röhren, Hohlräume, Höhlen, Ponore, Trockentäler, Karstquellen und Dolinen. Abbildung 17 zeigt einen Dolinentrichter, der mit wasserstauendem Löß sowie Hang- und Hochflächenlehm gefüllt ist. Es bildete sich dadurch ein kleines Feuchtgebiet. Die Doline gehört einer kleinen Dolinenreihe an, die durch den Einsturz einer früher beggbaren Spaltenhöhle entstand. Der Durchmesser der Doline beträgt ca. 40 m. Im Hintergrund ist das baumgesäumte Bett des Wäschebachs in den Massenkalk eingeschnitten.

Überall wurde Löß, oft nur als dünner Schleier, angeweht. Er verwitterte zu Lößlehm, wurde soliflukativ umgelagert und blieb vor allem auf den verkarsteten Massenkalk-Flächen, zum Teil deckenartig verbreitet, erhalten. Die während der Kaltzeiten angehäuften Schuttmassen verlehmt und reicherten sich nach mehr oder weniger längeren Transportwegen als Hang- und Hochflächenlehm auf Hochflächen, in Talschlüssen und Hanglagen an.

Im jüngeren Pleistozän und im Holozän wurden durch selektive Verwitterung die bis heute überkommenen Geländeformen des Warsteiner Landes herausmodelliert. Die schon vortertiär angelegte Urform der Kalksteinverebnung, die von den Randhöhen des Arnsberger Waldes begrenzte, morphologisch eingesenkte und wellige Karstwannenlandschaft der Carbonatplattform, wurde zwar überformt, blieb aber in ihrer Grundanlage bestehen. Wie die weitverbreiteten, in Karsttaschen erhaltenen Grünsandsteine zeigen, lag die heutige Hochfläche nicht wesentlich tiefer als die ehemalige Transgressionsfläche des Alb- und Cenoman-Meeres (EBHARDT & MEIBURG 1979: 96). Nur die nördlichen Randhöhen des Arnsberger Waldes, welche zwischen Beleck und Rüthen zum Möhnetal überleiten, wurden erniedrigt und eingeebnet, ein Vorgang, der schon durch die Transgression und Unter-

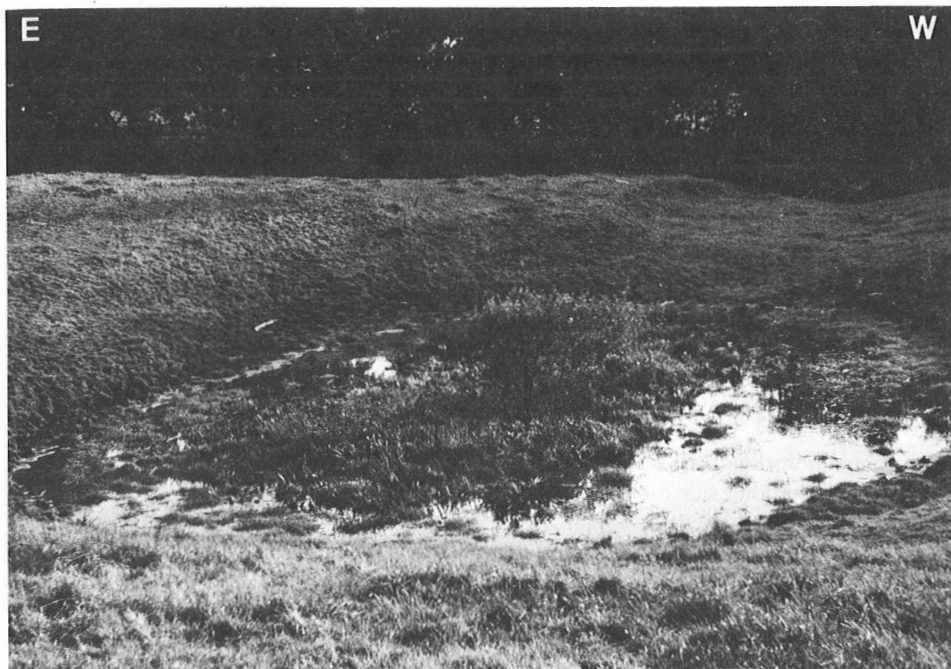


Abb. 17 Fast kreisförmige Doline auf der Massenkalk-Hochfläche; ca. 2,5 km südöstlich Warstein; R 57 360, H 99 760

spülung während der Oberkreide-Zeit eingeleitet worden war (vgl. K.-H. SCHMIDT 1975, CLAUSEN et al. 1982).

Die Kreide-Schichten nördlich der Möhne wurden zu einer Schichtstufenlandschaft umgestaltet mit steil nach Süden gerichteten Stufenhängen und flacheren Nordhängen. Der steile Südabhang am Rand der geschlossenen Kreide-Decke ragt über dem eingeebneten Paläozoikum als eine deutliche, immer gut verfolgbare Geländestufe heraus.

Das Holozän zeichnet sich durch die Bildung von Auenlehmen, Schwemmkegeln und Geröllablagerungen in Talsohlen und Talkerben aus. Mittel- und Niedrigwässer schnitten schmale, zum Teil mäandrierende Rinnen in die Talsohlenschotter ein.

7. Mineralische Rohstoffe

7.1. Erze

Im Bereich des Warsteiner Sattels wurden im vorigen Jahrhundert zahlreiche Verleihungen auf Eisen-, Blei-, Kupfer- und Manganerze ausgesprochen. (vgl. SCHULZ 1890). In den meisten Fällen ist es in den verliehenen Gebieten über Schürfe, Untersuchungsstollen und -schächte nicht hinausgekommen.

7.1.1. Eisenerze

Die meisten Vorkommen sind an den Warstein – Suttroper Braun- und Roteisenerzbezirk gebunden. Es handelt sich hierbei um hydrothermale, stock- und nesterförmige oder auch gangartige Verdrängungslagerstätten aus Brauneisen, Roteisen und Toneisenstein, welche im Massenkalk oder in oberdevonischen Kalksteinen aufsitzen. Besonders der tektonische Kontakt zwischen Massenkalk und den jüngeren oberdevonischen Kalksteinen ist vererzt. Die oberdevonischen Kalksteine sind nicht durchgehend vererzt, sondern einzelne Erzkörper, bisweilen auch nur längliche Anreicherungsschwarten, wechseln mit tauben, tonigen und/oder kieseligen Partien ab. Infolgedessen ist die Mächtigkeit der bauwürdigen Lagerteile starken Schwankungen zwischen 3 und 50 m ausgesetzt. Der Eisengehalt liegt zwischen 25 und 50 %, der SiO_2 -Gehalt zwischen 0 und 40 %. Ein gewisser Mangan- (2 – 4 %) und Phosphorgehalt (0,5 – 3 %) sind neben starken örtlichen Verkieselungen für die Erze charakteristisch.

Die Entstehung der Lagerstätten verlief mehrphasig. Die primäre azendente Mineralisation (Verkieselung, verknüpft mit Schwefelkies- und Kupferkiesvererzung) erfaßte die oberdevonischen Kalksteine vor der asturischen Orogenese. Während der Gebirgsbildung wurden die Lagerstätten stark durchbewegt. Der Erzkörper wurde brekziös beansprucht, Erz wurde in unterkarbonische Sedimente eingeknetet. Während des Mesozoikums und Tertiärs spielten sich tiefgründige Stoffumsetzungen ab (Eisenhydroxidbildungen, sekundäre Verkieselungen; Untersuchung: G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fast alle Erzgruben wurden Ende des vorigen Jahrhunderts schon wieder geschlossen (ADEMMER & ROTERS 1979: 242). Nur die Grube David (Christiansglück) im Blattgebiet 4515 Hirschberg war mit geringfügigen Unterbrechungen bis 1949 in Betrieb. In den Jahren 1938 – 1940 durchgeführte intensive Explorationsarbeiten auf Eisenerze im Warsteiner Raum brachten keinen Erfolg (RICHTER 1944).

Die in der Grube David erschlossenen vererzten Kalksteine finden ihre streichende östliche Fortsetzung im Blattgebiet 4516 Warstein im Gebiet der Platte. Dort sind von unterkarbonischen Gesteinen bedeckte oberdevonische Schichten weitgehend vererzt. Im Bereich des alten Betriebspunktes Kunigunde wurde kieseliges, knolliges Roteisenerz und knolliges bis schaliges, teils derbes, teils brekziöses Brauneisenerz erschürft. Der Betriebspunkt Stahlberg, ca. 300 m weiter südöstlich gelegen und von Kunigunde durch einen Massenkalk-Riegel getrennt, erbrachte stark kieseliges, zum Teil toniges Roteisenerz.

Ein weiteres wichtiges Vererzungsgebiet innerhalb des tonig-kalkigen höheren Oberdevons befindet sich am Nordflügel des Warsteiner Sattels zwischen Westerbach und Stillenbergskopf. Dort lieferte die Grube Martinus (R 55 460, H 03 140) teils festes, derbes, teils mulmiges, knolliges, schaliges und krotziges Brauneisenerz sowie derbes, wechselnd kieselsäurereiches, örtlich stärker toniges, geschiefertes Roteisenerz.

Im Stollen Adonis, 200 m südwestlich der Kapelle am Stillenbergskopf (R 55 800, H 03 270), wurde ein festes, etwas toniges, kieselsäurearmes Brauneisenerz angefahren. In allen genannten Fällen bilden die Schichten der tieferen Nehden-Stufe (dn,t) das unvererzte Liegende, der Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Kieselkalk, Lydit (c2,ki) das unvererzte Hangende. Demgegenüber sind die in der Grube Hirschfeld (R 55 110, H 01 840) im heutigen Warsteiner Stadtgebiet, in der Grube Rom am Oberhagen bei Warstein und in der Grube Suttbruch („Südbruch“) südöstlich Suttrop (R 57 350, H 01 230) gewonnenen Roteisenerze offensichtlich an den Massenkalk und an die tektonische Grenze Massenkalk/Flinz-Schichten geknüpft. Die Gruben Rom (R 55 690, H 01 780; bis zu 60 % Fe) und Suttbruch (35–52 % Fe) bildeten die Erzbasis für die Wilhelmshütte in Warstein. Sie kamen zum Erliegen, nachdem die Wilhelmshütte 1881 ihren Betrieb einstellen mußte (ADEMMER & ROTERS 1979: 242). Eine erneute Inbetriebnahme der Grube Suttbruch im Jahre 1920 scheiterte bald darauf wegen des aus dem Massenkalk in großen Mengen zusitzenden Wassers.

Auch Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Kieselkalk, Lydit (c2,ki) und Kieselige Übergangsschichten (c3,ki), sogar Schichten des tieferen Oberkarbons, enthalten örtlich Ton- und Brauneisenstein oder Ansammlungen von Sphärosideriten. Eisengewinnung fand in den Eisenkaulen südlich der Bohnenburg und in den Gruben Lütke Heide, Krieg, Königsufer und Hermann südlich der Möhne sowie in der Grube Phillip am Mönker Berg bei Rüthen statt. Bei der Kartierung wurden größere Brauneisenvorkommen in den Unteren Arnsberger Schichten (Südufer der Stockmecke bei R 55 300, H 04 010) und Oberen Arnsberger Schichten (500 m nordöstlich des Rattenkopfes bei R 58 760, H 04 940) gefunden.

Zum Warstein–Suttroper Braun- und Roteisenbezirk rechnen noch folgende Vorkommen: Grube Mißgunst am Glensberge bei Suttrop, Grube Zuversicht unmittelbar nördlich des Wäschebachs am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes sowie Grube Nikodemus am Hohlen Stein beim Alten Feld.

An oberdevonische Cephalopodenkalksteine geknüpfte Brauneisenerze wurden in den Schurfstollen und Schächten Josephine (an der Eisenkaule östlich des Biesenberges), Forsthaus Körtlinghausen und Frankenberg nachgewiesen. Besonders in der Umgebung von Suttrop wurde Mitte des vorigen Jahrhunderts häufig auf Brauneisenstein und Toneisenstein gemutet und geschürft.

Keine Bedeutung erlangte im Warsteiner Raum der Abbau von Pyrit in Alaun- und Schwefelkiesgruben bei Suttrop, Romecke, am Stillenberg und bei Kallenhardt. Der Schwefelkies war in Form von Knollen, Knauern und Schnüren an Flinz-Schichten (dv-a,fz), Erdbacher Kalk, Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk (c2,ki) und die Unteren Arnsberger Schichten (cnA1) gebunden. Eine Mangan-Eisenvererzung in Cephalopodenkalksteinen über dem Scharfenberger Massenkalk war am Hessenkamp die Ursache von Ockererdeabbau. In vielen kleinen Pingen, die auf intensive Schurf- und Untersuchungsarbeiten hinweisen, wurden hier an der Oberfläche Erden mit einem Fe-Gehalt von 50–55 % und einem Mn-Gehalt von 36–40 % gewonnen.

7.1.2. Blei- und Kupfererze

Gänge mit einem silberarmen bis silberfreien Bleiglanz (Bleiglasurerze) sind im Warsteiner Raum offenbar weit verbreitet. Sie treten zusammen mit Kupferkies auf, viel seltener sind Zinkblende und Schwefelkies. Als Gangarten sind Calcit, Quarz, Schwerspat, Dolomit und Ankerit zu nennen.

Die Gänge finden sich teils in Ton-, Schluff- und Sandsteinen der Oberen Arnsberger Schichten (Grube Hubert südlich Kallenhardt), teils im Massenkalk, wo häufig die Erze in den Klüften oder auch knollenförmig und in Aggregaten zusammen mit Eisenkiesel verwachsen in Schlotten und lehmgefüllten Spalten zu beobachten sind (Kallenhardter Massenkalk-Steinbrüche, vgl. CLAUSEN et al. 1982).

Nach SCHRIEL (1954, 1959) wird die Entstehung der Bleiglasurerzgänge in das Tertiär eingestuft. Ihre Metallgehalte sollen der Regeneration und Mobilisation tiefliegender variszischer Erzlagerstätten vom Typ der Ramsbecker Pb-Zn-Gänge entstammen.

Die wichtigste Grube im Warsteiner Raum war die Grube Hubert (R 61 480, H 98 780), welche bis 1890 Bleierze förderte. Weitere Gruben von nur untergeordneter Bedeutung sind nicht selten. Aber nur in wenigen Fällen führten reichere Funde im vorigen Jahrhundert zu bescheidenen Bergbauversuchen, die jedoch infolge mangelnder Erzsubstanz stets nach kurzer Zeit eingestellt werden mußten. Bei den Gewinnungsversuchen wurden recht unterschiedliche Metallkombinationen angetroffen:

- Bleierz: Gruben Auerhahn (Friedrich) auf dem Haarberg bei Altenrüthen, Fortuna bei Rüthen, Morgengruß bei Rüthen, Alter Erzabbau nördlich Belecke, Lanfer an der Bundesstraße 55 bei Belecke
- Blei-, Kupfererz: Grube Hoffnung auf dem Lörshagen bei Kallenhardt
- Blei-, Zinkerz: Grube Selinde bei Warstein
- Blei-, Zink-, Kupfererz: Grube Bleiberg bei Kallenhardt
- Kupfererz: Grube Ludwig bei Kallenhardt, Kupferberg bei Rüthen, Johanne I am Stillenberg
- Bleierz-, Schwefelkies: Grube Birkhahn, südwestlich Altenrüthen bei Rote Kümpen an der Bundesstraße 516 (alte Halden weisen auf oberflächennahe Gewinnung hin)

Keine Bedeutung erlangten die Kupfererzfundorte im Warsteiner Stadtgebiet (ca. 350 m nordwestlich Grube Hirschfeld), welche ebenfalls wie bei der Grube Hirschfeld an die Grenze Massenkalk/Flinz-Schichten gebunden sind und dem Massenkalk als gangartige Vorkommen aufsitzen. Es handelt sich um die Vorkommen Besten Hennes (Cu, FeS₂) und Johannes IV (Cu, Pb, S).

Eine Übersicht über die Warsteiner Bleiglasurerzgänge gab SCHAEFFER (1979).

7.2. Nutzbare Gesteine und Lockersedimente

7.2.1. Kalkstein und Marmor

Der massige bis dickbankige, dichte bis feinkristalline Massenkalk, der im Kern des Warsteiner Sattels in einem schmalen nördlichen und einem breiten südlichen Kalksteinzug auftritt, ist sehr rein. Er weist CaCO₃-Gehalte zwischen 97 und 98 % auf. Die Durchschnitts-

werte von 20 chemischen Analysen³⁾ ergaben: 54,8 Gew.-% CaO, 42,7 Gew.-% CO₂ und 0,96 Gew.-% SiO₂. Die übrigen Bestandteile (Fe₂O₃, Al₂O₃, MgO, Mn₃O₄, SO₃, Na₂O und K₂O) lagen alle weit unter 1 Gew.-%. Er enthält nur örtlich dolomitische Partien und kann besonders im südlichen Kalksteinzug stellenweise entlang Störungen verkieselt sein. In stärker verkarsteten Bereichen treten mit Lehm und Schottern verfüllte Spalten und Schlotten auf, welche sich für den Abbau als sehr hinderlich erweisen. Außerdem wird der Massenkalk im südlichen Zug von einer nach Süden hin mächtiger werdenden Abraumdecke überlagert, die hier einen Abbau unrentabel macht.

Abbaubeschränkungen ergeben sich durch die unter Natur- und Landschaftsschutz stehenden Höhlen, Felspartien, Klippenzüge, Tal- und Hochflächenbereiche (z. B. Liethöhle, Hoher Stein, Hohler Stein, Pius-Klippen) und vor allem durch Belange der Wasserwirtschaft.

Da unter Berücksichtigung der natürlichen geologischen Gegebenheiten, des Natur- und Landschaftsschutzes, der Wasserwirtschaftsinteressen und der Immissionsschutzbestimmungen (300 m-Sicherheitszone bei Sprengarbeiten) ein weiterer Vortrieb einiger Steinbrüche bald unmöglich wird, ist schon in den nächsten Jahren und Jahrzehnten mit einem Erliegen einiger dieser Brüche zu rechnen.

Der Warsteiner Massenkalk wird mit ca. 1 – 1,5 Mt jährlich an die Werke der westfälischen Zementindustrie (vornehmlich des Raumes Beckum – Ennigerloh) geliefert, wo er als Zuschlagstoff für die Herstellung von Portlandzement dient. Weitere ca. 2,3 – 2,8 Mt gehen als Splitt und Schotter, als Wasserbaustein und als Grobzuschlag für die Betonherstellung in den Straßen- und Hochbau (VOGLER 1977: 23).

Die Warsteiner Kalkwerke Gebr. Feldmann stellen in einem vollautomatisch gesteuerten Ofen Branntkalk (Weißeinkalk und Weißkalkhydrat) her. Zur Zeit werden pro Tag 120 – 140 t hochwertiger Weißeinkalk mit einem CaO-Gehalt von 94 – 96 % hergestellt.

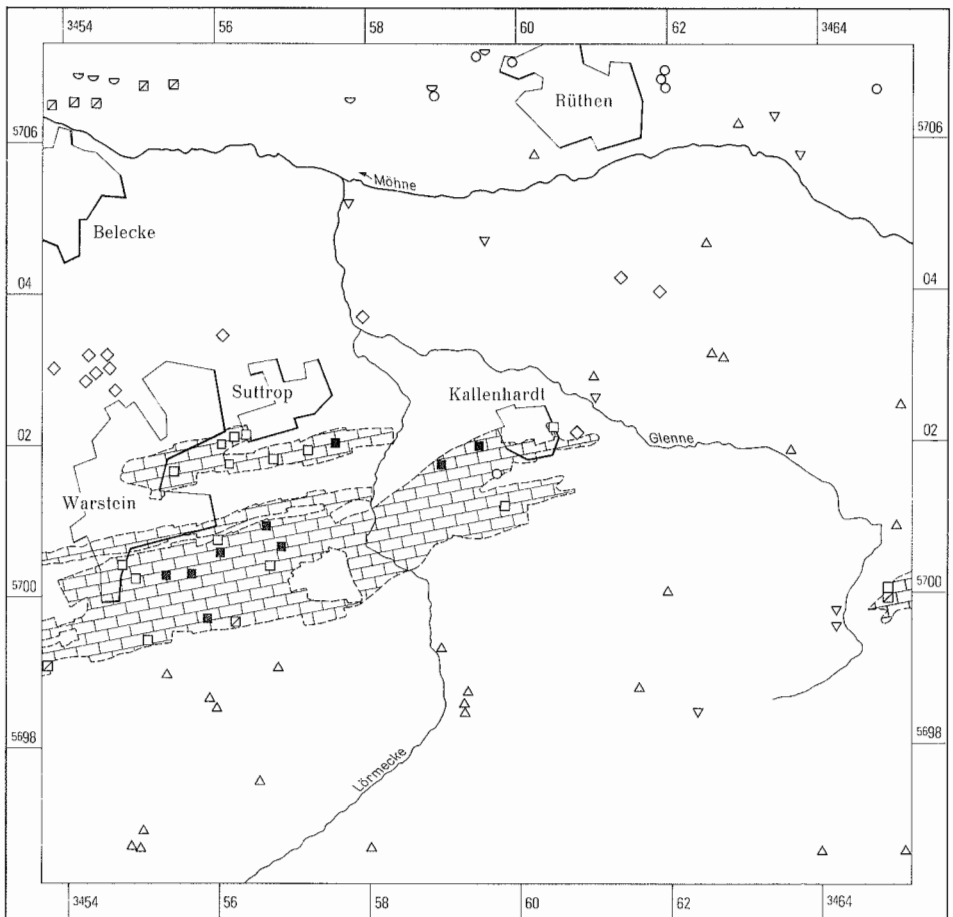
Seit dem vorigen Jahrhundert wurde Warsteiner Kalkstein auch als technischer Marmor gewonnen. Voraussetzung für die Verwendung als Marmor war, daß die Kalksteine nicht von latenten tektonischen Rissen durchsetzt und schneid-, schleif- und polierfähig waren.

Bis 1882 wurden Marmorblöcke aus dem Suttroper (Gruben Elisabeth, Sophia und Prang) und Kallenhardter Massenkalk (Gruben Helene, St. Maria, Eva) in der Allagener Marmor-schleiferei verarbeitet. Die intensive tektonische Beanspruchung des Massenkalks vereitelte viele frühere Versuche. Bis vor wenigen Jahren wurde in dem Marmorwerk der Firma Steinwerke Risse GmbH und & Co KG Warsteiner Kalkstein („Wästerfels und Hohenfels-marmor“) für Denkmäler, Grabeinfassungen und für die Terrazzo-Industrie weiterverarbeitet.

7.2.2. Dünnbankige Kalksteine, Knollenkalksteine, Kalkknollentonsteine

Die oberdevonischen, bankigen Kalksteine und Knollenkalksteine wurden früher gelegentlich zu Bau- (Fundamentsteine, Schotter, Splitt) und Düngezzwecken gebrochen. Einzelne Steinbrüche sowie dem Gesteinsstreichen folgende Schürfgruben und Pingenzüge weisen auf die Abbautätigkeit hin.

³⁾ Die Analysen wurden freundlicherweise von Herrn Dr. R. GOTTHARDT, RWK Kalkwerke Dornap GmbH, und Herrn E. RISSE, Steinwerke F. J. Risse GmbH & Co KG Warstein, zur Verfügung gestellt.



Massenkalk

0 4 km

Gewinnungsstellen
in Betrieb aufgelassen



Verwendungsart

Zuschlagstoff für Zementherstellung,
Splitt- und Schotter für Straßenbau

Haus-, Wasser- und Straßenbau

Bausteine, Schotter, Splitt;
früher gelegentlich für Düngung

Schottermaterial

Werksteine, Wasserbausteine, Packlage

Bausteine (Fassadenverkleidungen),
Treppen, Grabsteine

Wegebau;
früher gelegentlich für Düngung

Kalkstein, gebankt bis massig
(Massenkalk, Mittel- bis Oberdevon)

Kalkstein, verkieselt
(Mittel- bis Oberdevon)

Kramenzalkstein, Kalkknollentonstein,
Flaserkalkstein (Oberdevon)

Kieselschiefer, Lydit, Kieselkalk,
verkieselter Tonstein (Unterkarbon)

Schluffstein, Sandstein, Grauwacke
(Oberkarbon)

Grünsandstein (Oberkreide)

Plänerkalkstein (Oberkreide)

Abb. 18 Gewinnungsstellen von Steinen und Erden

Im Steinbruch Kattensiepen wurde Knollenkalk („Kattenfels“) auch als technischer Marmor (Wandplatten, Fensterbänke, Fußbodenplatten) gewonnen. Wichtige Steinbrüche sind: Steinbruch Korff (R 54 220, H 02 800 bis R 54 340, H 02 910), Steinbruch am Stillenbergskopf (R 56 090, H 03 430), Steinbruch Kattensiepen (R 57 980, H 03 750), Steinbruch Eulenspiegel (R 61 370, H 04 120), (vgl. Abb. 18).

7.2.3. Verkieselte Gesteine des Mittel- und Oberdevons

Der Massenkalk und die oberdevonischen Kalksteine sind örtlich intensiv verkieselt (s. Kap. 5.). In diesen Bereichen erfolgte früher ein Abbau der harten, splitterigen, scharfkantigen, meist in quaderförmige Gesteinsplatten aufspaltenden Gesteine („Warsteiner und Belecker Hornsteine, Quarzite, Quarzfels“).

Die Gesteine wurden sehr vielseitig (Fundamentsteine, Umfassungsmauern, Wasserbau, Straßenbau) verwendet. Der umfangreichste Abbau fand durch die Belecker Hartsteinwerke im westlichen und östlichen Provinzialsteinbruch Drewer statt. Weitere Gewinnungsstätten befanden sich am Nordflügel des westlichen Belecker Teilsattels (R 53 740, H 06 530 bis R 54 460, H 06 410), im Steinbruch an der Platte (R 53 680, H 99 080) und am Müschedeberg (R 56 240, H 99 650), (vgl. Abb. 18).

7.2.4. Kieseliefer, Lydite, Kieselkalke

In einigen Steinbrüchen wurden Kieseliefer, Lydite und Kieselkalke als Schottermaterial zum Bau von Wirtschaftswegen gewonnen. Ihre Härte und ihr stückiger Zerfall machten sie hierfür besonders geeignet. An Steinbrüchen sind zu nennen: Steinbruch südwestlich des Huggenberges (R 62 380, H 98 400), Steinbruch nordöstlich des Eulenspiegels (R 61 260, H 04 320), Steinbruch 300 m südwestlich des Stötenberges (R 63 780, H 05 750), Steinbruch bei Höhenpunkt 345,7 (R 63 400, H 06 260), Steinbruch östlich Rütthen am Mönker Berg (R 61 750, H 06 020), (vgl. Abb. 18).

7.2.5. Grauwacken, Sandsteine und Schluffsteine

Am Südflügel des Warsteiner Sattels und an seinem Sattelende östlich der Linie Kallenhardt – Rütthen sind zahlreiche Steinbrüche in den Oberen Arnsberger Schichten angelegt. Gewonnen wurden Grauwacken, Sandsteine und kompakte Schluffsteine. Sie fanden als Werksteine aller Art, als Wasserbausteine und Packlage für Wirtschaftswege Verwendung. Einige Steinbrüche werden heute noch gelegentlich genutzt, neue Brüche kommen laufend dazu.

7.2.6. Grünsandsteine

Die Mächtigkeit des Rütthener Grünsandes nimmt im Blattgebiet in östlicher Richtung zu. Schon zwischen Altenrütthen und Rütthen ist er mehr als 4 m mächtig, so daß sich hier Steinbruchbetriebe ansiedeln konnten.

Der frisch gebrochene Grünsandstein der Oberkreide ist weich und leicht zu verarbeiten. Er wird für Fassadenverkleidungen, Treppen, Grabsteine, sakrale Bauwerke und kunstgewerbliche Zwecke verwendet. Ein gewisser Nachteil liegt darin, daß das Gestein, wenn es längere Zeit freiliegt, seine Bergfeuchtigkeit verliert, härter wird und sich dann wegen seiner Splitterigkeit nur noch schwer bearbeiten läßt. Auch geht die im frischen Bruch schöne

hellgrüne Farbe in eine schmutzig braungrüne über, weil der Glaukonit zu Brauneisen verwittert. Zudem rufen an stark befahrenen Straßen und in Industriegebieten in die Gesteinsporen eindringende Ruß- und Staubteilchen eine häßliche Schwarzfärbung hervor. Der Rütthener Grünsandstein zeichnet sich andererseits durch eine große Wetterbeständigkeit aus, wenn man von gelegentlich auftretenden dünnsschichtigen Abblätterungen absieht (ZÖLLNER 1928). Ältere bekannte Bauwerke ohne eine nennenswerte Spur von Verwitterung sind der Kirchturm zu Altenkirchen (1072), die Nikolaikirche (1425) und das Kirchhofsportal in Rütthen (1684) sowie das Hirschberger Tor (1730; jetzt in Arnsberg).

Zur Zeit sind zwischen Altenrütthen und Rütthen drei Brüche in Betrieb, die verschiedene Grünsandsteinsorten liefern und daher je nach Bedarf betrieben werden. Der Jahresversand liegt bei ca. 160 t. Die Gesamtvorräte werden auf ca. 55 000 t geschätzt.

Eine Besonderheit bilden einige Meter mächtige, dem Massenkalk auflagernde Grünsandsteinrelikte zwischen Suttrop und Kallenhardt, welche in der Vergangenheit vielfach abgebaut wurden. Durch die tertiäre Einkieselung entstanden hier quarzitisches Sandsteine bis Quarzite, welche zur Mülsteinfabrikation sehr geeignet waren. Bekannt ist die alte Mülsteingrube Drostenberg am Hohen Stein bei Kallenhardt. Ein weiteres Abgrabungsgebiet war das Areal Vor der Sandkaule südlich Kallenhardt.

8. Hydrogeologie (H. VON KAMP)

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

8.1. Grundwasserleiter

Die Grundwasserleiter sind in der hydrogeologischen Karte (Taf. 3 in der Anl.) dargestellt. Es wird zwischen Grundwasserleitern in Festgesteinen und in porösen Lockergesteinen unterschieden. Geklüftete Gesteine besitzen eine Trennfugendurchlässigkeit, während die Wasserdurchlässigkeit in porösen Gesteinen als Porendurchlässigkeit bezeichnet wird. Die Bewertung der Grundwasserleiter in porösen Lockergesteinen hängt im wesentlichen von deren Kornaufbau und Mächtigkeit ab. Die unterschiedliche Trennfugendurchlässigkeit der Kluffgrundwasserleiter wird hauptsächlich von der Gesteinsausbildung bestimmt.

8.1.1. Kluffgrundwasserleiter

Die Gesteine des Untergrundes im Blattbereich setzen sich vorwiegend aus wechselnden Anteilen von Tonmineralen, feinkörnigem Sand und Schluff zusammen. Daneben tritt in den klastischen Gesteinen stellenweise ein geringer Kalkgehalt auf. Eine besondere Bedeutung haben die Kalkgesteine des Devons und der Oberkreide. Die Gesteinsbeschaffenheit der einzelnen Schichtenkomplexe ist in Kapitel 3. beschrieben, so daß hier nur auf spezielle hydrogeologische Gesichtspunkte eingegangen wird.

Grundwasser bewegt sich in Spalten und Klüften der festen Gesteine. Neben der Gesteinsbeschaffenheit übt die tektonische Auflockerung einen großen Einfluß auf die Trennfugendurchlässigkeit aus. Zu den stark aufgelockerten Bereichen gehören die Sattel- und Muldenzonen des Gebirges. Die Kluffdichte (Zahl pro Raumeinheit) ist in kleinräumigen Faltenumbiegungen besonders hoch, die deshalb eine höhere Trennfugendurchlässigkeit aufweisen. Mit zunehmender Tiefe nehmen Kluffdichte und -anzahl der wasserführenden Klüfte schnell ab (HEITFELD 1965), so daß sich die Durchlässigkeit verringert. Die Störungszonen weisen eine besonders hohe Kluffdichte auf; sie können zum Teil auf das umliegende Gebirge wie eine Drainage wirken.

8.1.1.1. Grundwasser in Kalkgesteinen

Eine besondere Stellung im Hinblick auf Durchlässigkeit und Wasserhöffigkeit nehmen die Kalkgesteine des Devons und der Oberkreide ein. Gesteinsserien, die vorwiegend oder ausschließlich aus Kalkstein aufgebaut sind, neigen zur Verkarstung. Die Verkarstung erfolgt durch Auflösung von Kalksteinen unter dem Einfluß von kohlensäurehaltigem Re-

gen- und Grundwasser. Durch Aufweitung und Ausspülen der Kluft- oder Schichtfugen entstehen mehr oder weniger große Hohlräume, deren auffälligste die Höhlen sind (LOTZE 1961, MEIBURG & STOFFELS 1979). Die Verteilung der Wasserwege in Kalkgesteinen ist sehr unregelmäßig, so daß manchmal bei Brunnenbohrungen örtlich keine wasserführenden Spalten angetroffen werden.

Der Warsteiner Massenkalk, dessen westliches Ende auf dem Gebiet des Blattes 4515 Hirschberg liegt, ist insgesamt verkarstet. Die Verkarstung reicht bis weit unter das heutige Vorflutniveau und besitzt offensichtlich in verschiedenen Tiefen querverbindende Karstgerinne, die Grundwasser je nach Wasserstand einmal in die eine, dann in die andere Richtung leiten (KOCH & MICHEL 1979). Der Massenkalk ist ein Grundwasserleiter mit sehr guter, örtlich wechselnder Trennfugendurchlässigkeit (s. Taf. 3 in der Anl.).

Das Einzugsgebiet des Massenkalks erstreckt sich nicht nur auf seinen Ausstrichbereich, der insgesamt (einschließlich des Teils im Bereich des Blattes 4515 Hirschberg) rund 10 km² bedeckt. Zum Einzugsbereich sind die sich mit dem Massenkalk verzahnenden und ihn überdeckenden Flinz-Schichten zu rechnen, in deren Ausstrich oberirdische Vorfluter fehlen. Ebenfalls gehören dazu Teile der Styliolinen-Schichten und Bereiche mit mehr oder weniger mächtigen Überlagerungen des Massenkalks durch jüngere Schichten. Insgesamt umfaßt das unmittelbare Einzugsgebiet des Massenkalks ca. 18,2 km². Außerdem zählen zum Einzugsbereich des Massenkalks die Niederschlagsgebiete der von Süden zufließenden Bäche, die Wasser an den Massenkalk abgeben (Abb. 19).

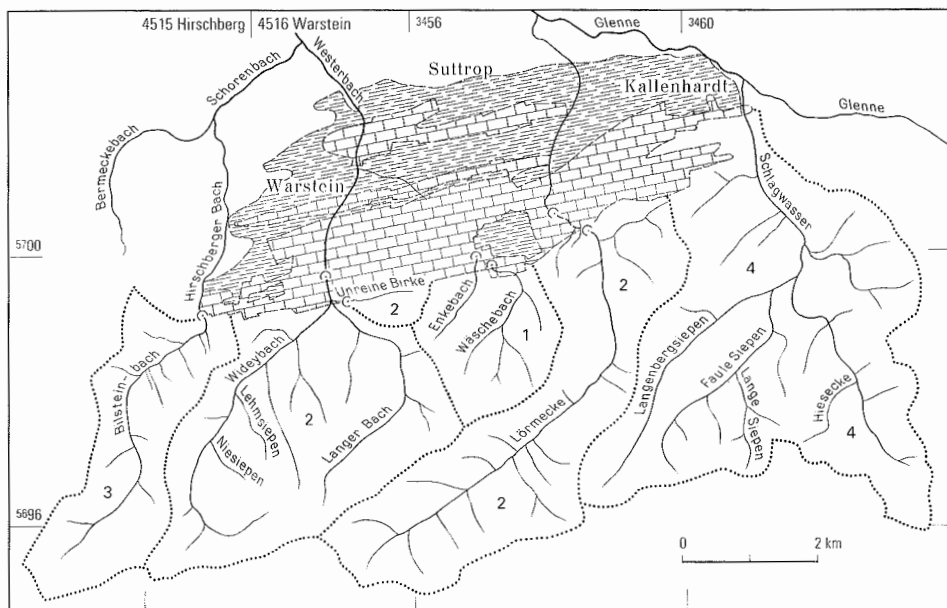
Die Flinz-Schichten enthalten neben carbonathaltigen Tonsteinen zahlreiche Kalksteinbänke, die ebenfalls verkarstet sind. Sie bilden zusammen mit dem Massenkalk einen mehr oder weniger zusammenhängenden Grundwasserleiter, was durch vielfache Verzahnung gefördert wird. Außerdem sind die beiden Grundwasserleiter über zahlreiche und tiefgreifende Störungen miteinander verbunden. Aufgrund der Tonsteine, die die Durchlässigkeit mindern, besitzen die Flinz-Schichten eine gute bis mäßige, örtlich wechselnde Trennfugendurchlässigkeit (Taf. 3 in der Anl.).

Der Cenoman-Pläner (Oberkreide) besteht ebenfalls aus Mergel- und Kalkstein, der verkarstet ist (Spaltenkarst) und eine sehr gute bis gute, örtlich wechselnde Trennfugendurchlässigkeit besitzt. Der Ausstrich des Cenoman-Pläners beschränkt sich nur auf einen schmalen Rand im nördlichen Blattbereich, so daß er für den Wasserhaushalt im Blattgebiet ohne Bedeutung ist.

8.1.1.1. Schwinden und Quellen in Kalkgesteinen

Die von Süden nach Norden fließenden Bäche geben im Bereich des Massenkalks Wasser in die Hohlräume der Kalksteine ab, das aus den Karstquellen wieder austritt.

Wäsche- und Enkebach (Abb. 19) versinken in Schwinden (Tab. 11) vollständig im Massenkalk. Beide Bäche enden in kleinen runden Talkesseln, die als Naturdenkmäler ausgewiesen sind. Es handelt sich dabei um Dolinen. Kurz vor der Schwinde des Wäschebachs liegt auf der linken Seite eine kreisrunde Doline. Vor dem Eintritt in die Talkessel haben sich beide Bäche tief eingeschnitten. Die Böschungen der Talkessel bestehen stellenweise aus Kalksteinfelsen, in dessen klaffenden Spalten das Wasser versinkt. Bei der Schneeschmelze oder nach starken Niederschlägen füllen sich die Talkessel sehr schnell und laufen über. Das Wasser fließt oberflächlich im Tal weiter nach Norden und vereinigt sich mit dem der Rangequelle. Durch einen Färbeversuch im Jahr 1944 wurde nachgewiesen, daß das Wasser



unmittelbares
Einzugsgebiet
des Massenkalks



Verbreitungsgebiet von
Kalkstein des Massenkalks



Verbreitungsgebiet von
Tonstein und Kalkstein

mittelbares
Einzugsgebiet
des Massenkalks



- 1 Einzugsgebiet von Wäsche- und Enkebach ($3,5 \text{ km}^2$),
die vollständig im Massenkalk versinken
- 2 Einzugsgebiet von Westerbach und Lörmecke ($23,2 \text{ km}^2$)
die nur bei extremem Niedrigwasser vollständig im
Massenkalk versinken
- 3 Einzugsgebiet des Bilssteinbaches ($6,1 \text{ km}^2$), der einen Teil
seines Wassers im Massenkalk verliert
- 4 Einzugsgebiet der Schlagwasser ($18,0 \text{ km}^2$), die nur einen
kleinen Teil ihres Wassers zeitweise im Massenkalk verliert

Abb. 19 Verbreitungsgebiet des Massenkalks und seine hydrogeologischen Einzugsgebiete

von Wäsche- und Enkebach teilweise in der Rangequelle wieder austritt (KOCH & MICHEL & SCHRÖTER 1974).

Die von Süden kommenden Vorfluter Lörmecke und Westerbach verlieren einen Teil ihres Wassers nach Eintritt in den Bereich des Massenkalks. Nach langer Trockenheit fallen beide Bäche etwa 400 – 500 m nördlich der Massenkalk-Grenze vollständig trocken. Der Wasserverlust erfolgt teilweise über offene Spalten in der Sohle des Bachbettes oder in randlichen Hohlräumen. Außerdem treten erhebliche Wassermengen durch die groben Schotter der Talfüllung in Spalten des Massenkalks über.

Etwa 500 – 600 m nördlich des südlichen Massenkalk-Randes treten in den Bachbetten von Westerbach und Lörmecke die ersten Karstquellen auf. Auf der linken Seite der Lörmecke entspringt aus dezimeterbreiten Spalten an der Grenze zu den Flinz-Schichten eine starke Quelle (R 58040, H 01 120). Im Stadtgebiet von Warstein sind die Quellen (Tab. 12) an dem Westerbach meistens verbaut und kanalisiert worden, so daß sie heute nicht mehr sichtbar sind.

Tabelle 11
Schwinden im Bereich des Warsteiner Massenkalks
(nach KOCH & MICHEL 1979)

Name	Lage
Bilstein-Schwinde	R 52 955, H 99 125
Schwinden im Bachbett des Westerbaches	R 54 730, H 99 470-770
Schwinde Unreine Birke	R 55 030, H 99 335
Enkebach-Schwinde	R 56 970, H 99 925
Wäschebach-Schwinde	R 57 195, H 99 780
Schwinden im Bachbett der Lörmecke am Hohlen Stein	von R 58 500, H 00 330 bis R 58 120, H 00 560
Schwinden im Schlagwasser östlich Haus Eickhoff (bei Straßenumlegung verbaut)	R 60 975, H 02 025

Die am Rande des Massenkalks Ost–West verlaufende Unreine Birke (Nebenbach des Langer Baches) versinkt teilweise in Schwinden. Schon nach kurzer Trockenzeit ist die Versinkung vollständig.

Die Schlagwasser quert den Massenkalk-Bereich an dessen östlichem Ende. Unter der Talfüllung ist Kalkstein des Massenkalks und der Schlagwasserbreccie vorhanden. Ursprünglich sind in diesem Bereich an der Schlagwasser sowohl Schwinden als auch Quellen zu beobachten gewesen. Bei umfangreichen Baumaßnahmen im Zuge der Straße Rütten–Nuttlar sind diese Stellen verbaut worden. Aufgrund von Abflußmessungen muß vermutet werden, daß zeitweilig in diesem Bereich Wasser aus dem Massenkalk in die Schlagwasser übertritt.

Die größte und bedeutendste Quelle des Warsteiner Massenkalk-Gebietes ist der Bullerteich (Tab. 12) im nördlichen Massenkalk-Zug. In einem Quellteich entspringen zahlreiche einzelne Quellen. Der Bullerteich hat eine relativ konstante Schüttung von 100–250 l/s bei gleichbleibender auffällig hoher Temperatur von 14–15° C und einen Cl-Gehalt von 130–150 mg/l. Diese Quellen sind teilweise gefaßt und werden von der Stadt Warstein, dem Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk und dem Landeskrankenhaus Warstein genutzt.

Im Tal des Westerbaches treten im Stadtgebiet Warstein, ebenfalls im nördlichen Massenkalk-Zug, eine Reihe weiterer Quellen aus (KOCH & MICHEL & SCHRÖTER 1974, KOCH & MICHEL 1977, 1979), von denen einige (Trockelsknäppchen, Belecker Quelle) zur Wasserversorgung herangezogen werden. Beim Vertiefen des Steinbruchs Hillenberg im südlichen Massenkalk-Zug wurde eine wasserführende Karstspalte, die Quelle Hillenberg 2, angefahren, die mehr als 500 m³/h schüttet. Diese Quelle (Hillenberg 2) soll an Stelle der auf der Ostseite des Westerbaches liegenden und aufgegebenen Quelle Hillenberg 1 genutzt werden.

Im mittleren Teil des südlichen Massenkalk-Zuges entspringt die Rangequelle, die zeitweilig versiegt. Im Winter oder nach starken Niederschlägen schüttet sie über 300 l/s. Die Rangequelle wurde im Zuge von Straßenbaumaßnahmen überbaut und tritt jetzt aus einem Kanalrohr zutage.

Auf dem linken Ufer der Lörmecke traten früher aus mächtigen Kalksteinbänken der Flinz-Schichten an einer Störungszone fünf Quellen aus. Diese Lörmeckequellen sind in einem 80 m langen und ca. 8 m unter der Talsohle liegenden Stollen gefaßt worden (s. Taf. 3 in der Anl.). Diese Fassungsanlage liefert bis zu 6 000 m³/d (KOCH & MICHEL 1979). Weitere Quellen, die aus den Flinz-Schichten entspringen, sind Tunnenborn, Salzbornchen und Dorpkequelle (Tab. 12).

Die Quellendichte im unmittelbaren Einzugsgebiet des Massenkalks (Abb. 19) beträgt 1,5 Quellen pro Quadratkilometer. Diese erstaunlich hohe Quellendichte für einen sehr gut durchlässigen Grundwasserleiter beruht zum großen Teil auf dem sehr hohen Zufluß von „Fremdwasser“.

Unter dem sehr gut bis gut wasserwegsamem Cenoman-Pläner kommen einige Schichtquellen vor. Die nur sehr kleinen Quellen liegen nicht unmittelbar an der Unterkante des Cenoman-Pläners, sondern erscheinen erst einige Meter unter diesem im Bereich des Rühthener Grünsandes oder in den Oberen Arnsberger Schichten.

Tabelle 12
Die wichtigsten Quellen im Warsteiner Massenkalk-Gebiet
(KOCH & MICHEL 1979)

Name	Lage		Schüttung l/s		Bemerkungen
	R	H	min.	max.	
Massenkalk-Gebiet					
Hillenbergquelle 2	54 860	00 075	83	111	
Falkenquelle	54 910	00 710	13,8	50	
Messingquelle	54 960	00 700	n.m.	25,8	
Hillenbergquelle 1	54 770	00 390	0	11,1	
Bleichquelle	54 850	00 600	0	11,1	
Rissequelle	55 030	00 720	n.m.	10	n.m. = nicht meßbar
Belecker Quelle	55 160	01 420	16,7	16,7	
Trockelsknäppchen	55 240	01 675	n.m.	35	
Bullerteich	55 280	01 730	100 (Herbst 59)	250	
Rangerquelle	56 185	00 810	0	336	
Treisequelle	55 580	02 000	0	10	
Salzbörnchen	55 965	01 430	0	n.m.	
Lörmeckequellen	58 135	01 450	n.m.	n.m. durch Stollen gefaßt	
Bilsteinbachquelle	52 925	99 475	n.m.		
Gebiet der Flinz-Schichten					
Hufeisenquelle	58 470	02 200	n.m.		
Tunnenborn	58 720	02 520	n.m.	durch Straßenbau überbaut	
Dorpkequelle	56 575	02 400	n.m.		

8.1.1.2. Grundwasser in klastischen Festgesteinen

Die klastischen festen Gesteine im Blattgebiet weisen kein nutzbares Porenvolumen auf; das Grundwasser wird in Spalten, Klüften und Schichtfugen gespeichert und fortgeleitet. Die Trennfugendurchlässigkeit und somit auch die Grundwassermenge hängen besonders von der tektonischen Auflockerung und der petrographischen Ausbildung der Gesteine ab. Der Speicherraum für Grundwasser wird zudem von Kluftlänge, -weite und -dichte bestimmt. Durchflußhemmende Beläge in Klufräumen aus toniger oder feinkristalliner Substanz verringern die Durchlässigkeit. Schichtfugen sind je nach Art und Menge des dort eingelagerten tonigen Materials mehr oder weniger wasserführend. Härtere Gesteine wie Sand-, Schluffsteine oder Kieseliefer führen zwar nicht so viele, dafür aber weiter aushaltende und klaffendere Trennfugen als Tonsteine. Mächtigere Sandsteine sind infolgedessen wasserhöffiger als Tonsteine.

Grundwasserleiter mit mäßiger bis sehr geringer Trennfugendurchlässigkeit sind in den Kieseligen Übergangsschichten, im Erdbacher Kalk, Kieseliefer, Lydit und Kieselkalk, in den Liegenden Alaunschiefern und allen Schichten des Oberdevons mit Ausnahme der Flinz-Schichten verbreitet (s. Taf. 3 in der Anl.). Diese Schichten zeichnen sich durch einen hohen Anteil von Tonsteinen aus. Die in diesen Schichten auftretenden Kalknollen-, Kalkstein- und Kieselkalkbänke sind nicht verkarstet und besitzen deshalb keine erhöhte Trennfugendurchlässigkeit.

Der größte Teil des Blattgebietes wird von Gesteinen eingenommen, die eine geringe bis sehr geringe Trennfugendurchlässigkeit aufweisen. Im Verbreitungsgebiet der karbonischen Kulm-Tonschiefer sowie der Oberen und Unteren Arnsberger Schichten herrschen milde Tonsteine vor. Ebenfalls zu dieser Gruppe wird der nur sehr geringmächtige Rùthener Grünsandstein gerechnet.

8.1.1.2.1. Quellen im Bereich klastischer Festgesteine

Neben den schon erwähnten Quellen im Verbreitungsgebiet von Kalksteinen treten zahlreiche Hangschuttquellen auf. Sie befinden sich gewöhnlich am oberen Ende der sich verengenden Täler und speisen kleine Bäche oft aus mehreren Quellaustritten. Stellenweise sind die einzelnen Quellen nicht festzustellen; es ist nur eine versumpfte Quellmulde vorhanden, an deren unterem Ende der Bachlauf beginnt.

Die Schüttung der Hangschuttquellen ist weitgehend vom Niederschlag und dem Speichervermögen des Hangschutts abhängig. In hängigen Lagen ist normalerweise mit einer geringen Leistung der Hangschuttquellen zu rechnen, da einerseits die Lockergesteine geringmächtig sind und andererseits das Niederschlagswasser wegen des starken Reliefs teilweise oberflächlich abfließt. In Trockenzeiten geht die Schüttung der Hangschuttquellen zum Teil bis zum Versiegen zurück.

Die Quelledichte im Bereich der gering bis sehr gering durchlässigen Kluftgrundwasserleiter (Taf. 3 in der Anl.) beträgt 5,4 Quellen pro Quadratkilometer. Im Bereich der mäßig bis sehr gering durchlässigen Grundwasserleiter (Taf. 3 in der Anl.) vermindert sich die Quelledichte auf 2,0 Quellen pro Quadratkilometer.

Neben Hangschuttquellen treten Quellen auf, die aus gut wasserwegsamem Störungszone gespeist werden. Sie weisen oft eine höhere Schüttung als jene auf und fließen auch noch nach längerer Trockenheit. Allerdings können diese beiden Quellentypen im Gelände nur schwer unterschieden werden.

8.1.2. Porengrundwasserleiter

Die Lockergesteine im Blattgebiet besitzen im Vergleich zu den Festgesteinen einen hydrogeologisch wirksamen Porenraum, in dem Grundwasser gespeichert und fortgeleitet wird. Die Porendurchlässigkeit wird unter anderem von der Korngrößenzusammensetzung und dem nutzbaren Porenvolumen bestimmt. Mit zunehmendem Gehalt an Ton und Lehm sinkt die Porendurchlässigkeit des Grundwasserleiters ab. Dazu kommt noch die Möglichkeit der Einspeisung von Grundwasser aus dem unterlagernden Festgestein. Bei starker Absenkung des Wasserspiegels im Brunnen ist bei der Förderung von Talgrundwasser zusätzlich mit Uferfiltrat zu rechnen.

Die Lockergesteine im Möhnetal und in den Bachtälern bestehen aus teilweise verlehmteten Bachschottern, Kies, Sand und Schluff mit Einlagerungen von Hanglehm. Ihre Mächtigkeit dürfte meistens 4 m nicht übersteigen. Diese Lockergesteine sind mit einer nicht lückenlosen Decke von Auenlehm überzogen.

Zu den Lockergesteinen zählen auch die Boden- und Verwitterungsbildungen, die den größten Teil der Festgesteine überdecken. Ihre Mächtigkeit liegt meist unter 2 m. Das in diese Schicht einsickernde Niederschlagswasser wird an die unterlagernden Kluftwasserleiter weitergeleitet oder tritt in den Hangschuttquellen zutage. Für die Gewinnung von Grundwasser ist diese Schicht von geringer Bedeutung.

8.2. Faktoren der Grundwasserneubildung

8.2.1. Niederschläge

Im langjährigen Mittel weisen die Wintermonate von November bis Februar, in denen der Niederschlag dem Grundwasser in stärkerem Maße zugute kommt als im Sommer, einen höheren Niederschlag auf. Von März bis Mai fällt dagegen 20–30 mm weniger Regen. Von Juni bis Oktober steigen die Regenmengen wieder an mit leicht fallender Tendenz im September. Im sehr trockenen Wasserwirtschaftsjahr 1958/59 lag der Niederschlag ab Februar weit unter dem Durchschnitt. Im nassen Jahr 1965/66 fielen vor allem im Dezember und im Juni und Juli weit überdurchschnittliche Regenmengen (Tab. 13).

Die räumliche Verteilung der Niederschläge zeigt nach SCHNELL (1955) deutliche Unterschiede. Von Belecke im Möhnetal steigen die Regenmengen in südlicher Richtung zu den Höhen des Arnsberger Waldes um etwa 100 mm.

Der mittlere Trockenheitsindex (Klima-Atlas v. Nordrh.-Westf. 1960) steigt von Norden nach Süden von 60 auf über 70 an. Im Tal der Möhne liegt er im westlichen Bereich unter 60. Im Anstieg des Trockenheitsindex spiegelt sich die steigende Niederschlagsmenge wider. Ein Trockenheitsindex von 60–70 ist für ein feuchteres Mittelgebirgsklima charakteristisch. In trockeneren Bereichen, wie etwa in der Niederrheinischen Bucht, liegt er um 40, während er am Kahlen Asten bei Winterberg im Sauerland 100 erreicht.

8.2.2. Trockenwetterabfluß

Die Beziehungen zwischen der Grundwasserspende ($l/s \cdot km^2$) und dem petrographischen Aufbau der Schichten geben wertvolle Hinweise auf die Wasserhöflichkeit und die Grundwasserneubildung. Die Grundwasserspende wird von der Trennfugendurchlässigkeit beziehungsweise dem Speichervermögen der geklüfteten und verkarsteten Gesteine und von

Tabelle 13

Monatliche Niederschlagssummen der Stationen Warstein und Belecke
(1. November bis 31. Oktober)

Monat	Station Warstein			Station Belecke		
	Mittel des Beobachtungs- zeitraums 1931 — 1960 (mm)	Wasserwirtschaftsjahr		Mittel des Beobachtungs- zeitraums 1931 — 1960 (mm)	Wasserwirtschaftsjahr	
		1958/59 (mm)	1965/66 (mm)		1958/59 (mm)	1965/66 (mm)
November	82	45	80	75	48	81
Dezember	83	79	210	69	65	191
Januar	94	97	76	80	84	73
Februar	78	14	81	68	13	66
März	58	42	139	51	40	96
April	78	56	84	72	47	79
Mai	67	26	87	64	20	79
Juni	86	70	161	82	42	192
Juli	96	43	148	91	63	141
August	91	84	71	93	87	68
September	71	4	31	71	4	36
Oktober	82	50	74	76	39	70
Jahr	966	610	1242	892	552	1172

den klimatischen Faktoren geprägt. Die momentane Grundwasserspense wird durch Trockenwetterabflußmessungen ermittelt. Als Trockenwetterabfluß wird jene Wasserführung im Vorfluter bezeichnet, die nur aus Grundwasser gespeist wird (NATERMANN 1951). Diese Voraussetzung gilt dann als erfüllt, wenn nach Niederschlägen das Oberflächenwasser und der Zwischenabfluß (MENDEL & UBELL 1973) abgeflossen sind. Infolge des meist geringen Speichervermögens der geklüfteten Gesteine ist die Höhe der jeweiligen Grundwasserspense sehr abhängig von den Niederschlägen.

Im Blattgebiet wurden im November 1980 an 23 Stellen Trockenwetterabflußmessungen durchgeführt. Aus dem Verbreitungsgebiet der Kulm-Tonschiefer und der Arnsberger Schichten wurde eine mittlere Grundwasserspense von $2,8 \text{ l/s} \cdot \text{km}$ (7 Meßstellen, $36,2 \text{ km}^2$) gemessen. Eine Grundwasserspense von $3,1 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (9 Meßstellen, $29,3 \text{ km}$) konnte in dem nördlich der Möhne gelegenen Einzugsgebiet festgestellt werden, das von oberkarbonischen Schichten mit überlagerndem Cenoman-Pläner eingenommen wird. Dieser Wert deutet darauf hin, daß in dem schwach nach Norden einfallenden, gut durchlässigem Cenoman-Pläner ein Teil der Grundwasserneubildung nach Norden zu den Hellwegquellen, schon außerhalb des Blattgebietes, abgeführt wird.

Mit 4 Meßstellen, deren Einzugsgebiet von $30,7 \text{ km}^2$ den Warsteiner Massenkalk-Komplex und große Teile der umliegenden oberdevonischen und unterkarbonischen Schichtenfolgen umfaßt, wurde eine Grundwasserspense von $25,7 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ festgestellt. In dem Gesamt-

abfluß von 788 l/s sind auch die Wasserentnahmen aus dem Bullerteich und dem Lörmecke-Wasserwerk enthalten. KOCH & MICHEL & SCHRÖTER (1974) führen diese hohe Grundwasserspense auf erhebliche Zuflüsse von „Fremdwasser“ über tiefgreifende Störungszonen zurück. Die erhöhte Temperatur des Quellwassers aus dem Massenkalk von 13–15° C sowie der erhöhte Gehalt von Natrium und Chlorid sprechen dafür.

8.3. Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung

Über den Wasserhaushalt im Blattgebiet gibt SCHNELL (1955) eine Übersicht, die auf meteorologischen und hydrologischen Daten beruht. Die räumliche Verteilung der Niederschläge ist bereits im Kapitel 8.2.1. dargestellt worden. Nach Klimadaten errechnete SCHNELL (1955) eine mittlere jährliche Verdunstungshöhe von 450–475 mm. Die mittlere jährliche Abflußspende beträgt nördlich Belecke $11 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (346 mm) und steigt im Südwesten bei Eshof auf $18 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (567 mm) an.

Die Höhe der Grundwasserneubildung ist im Blattgebiet bisher nicht untersucht worden. Rückschlüsse auf die Grundwasserneubildung sind nur mit vergleichbaren Untersuchungen an anderen Orten zu begründen. An Lysimetern im mittleren Ruhrtal und bei Bonn, deren obere Bodenschicht aus Auenlehm besteht, haben LIEBSCHER (1970) und SCHNEIDER (1961) eine Versickerungsrate zwischen 20 und 46,7 % festgestellt. Bei einer mittleren Niederschlagshöhe von 900 mm würde die Grundwasserneubildung im Bereich flacher Talböden 180–420 mm ($5,7 - 13,3 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) betragen.

Nach dem Verfahren von WUNDT (1958) kann aus der Niedrigwasserführung der Flüsse (MNQ) der durchschnittliche Grundwasserabfluß errechnet werden. Für den Pegel Rüthen an der Glenne, in dessen Einzugsgebiet große Teile des Blattgebietes fallen, beträgt danach die durchschnittliche Grundwasserspense $8,2 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ (Jahresreihe 1961–1970). Der Mindestwert der Grundwasserspense entspricht nach WUNDT (1958) dem sommerlichen MNQ und erreicht $5,7 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Nach dem Verfahren von KILLE (1970), das auf den monatlich niedrigsten Abflußwerten beruht, konnte aus den Daten des Pegels Rüthen unter Berücksichtigung einer täglichen Wasserentnahme von $6\,000 \text{ m}^3$ durch das Lörmecke-Wasserwerk eine mittlere Grundwasserspense von $7,9 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ermittelt werden. Dieser Wert liegt höher als die sonst im Sauerland festzustellenden mittleren Grundwasserspensen um $6,5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$.

8.3.1. „Fremdwasser“ des Warsteiner Massenkalks

KOCH & MICHEL & SCHRÖTER (1974) haben den Wasserhaushalt des Massenkalk-Gebietes untersucht. Zu der Grundwasserneubildung (KOCH & MICHEL 1979) des Massenkalks tragen ganz wesentlich die Versinkungen ($1971: 10,4 \text{ hm}^3/\text{a}$) der von Süden zufließenden Bäche (s. Abb. 19, S. 121) bei. Weiterhin ist die erhöhte Versickerung ($1971: 5,8 \text{ hm}^3/\text{a}$) im Ausstrichsbereich des verkarsteten Massenkalks ein wesentlicher Faktor. Der Gesamtabfluß aus dem Massenkalk-Gebiet einschließlich der Entnahme durch die Wasserwerke betrug 1971 aber $36,3 \text{ hm}^3/\text{a}$. Es flossen also $20,1 \text{ hm}^3/\text{a}$ mehr Karstgrundwasser aus als aufgrund der Versinkungen und der Grundwasserneubildung zu erwarten war. Dieser „Fremdwasserabfluß“ lag 1971 zwischen 491 und $1\,090 \text{ l/s}$ (KOCH & MICHEL & SCHRÖTER 1974).

Über Herkunft des „Fremdwassers“ gibt es noch keine eindeutigen Hinweise. KOCH & MICHEL (1979) halten einen Zufluß von Norden aus dem Münsterländer Becken als auch von Südosten aus dem Briloner Gebiet für möglich (MICHEL 1980).

Tabelle 14
Grundwasseranalysen

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahme- stelle	Wald- mühle	Enke- bruch	Schuster- hölchen	Dreuer- heide	Ruthen	Rüthener Stadtswald	Warsteiner Stadtswald	Bibertal	Bibertal
entnommen aus	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quelle	Quell- fassung
R Lage H	60 750 02 660	56 430 99 510	63 360 07 200	56 630 06 460	62 280 06 460	64 390 03 680	55 430 96 920	61 500 04 100	62 560 04 280
Tiefe (m)									
Geologie **	qh	qh	krc	krl	cnA2	cnA2	cnA2	cnA2	cnA1
Entnahmedatum	21.10.70	20.10.70	2.4.81	1.4.81	7.4.81	14.81	31.3.81	7.4.81	2.4.81
Temperatur (°C)									
Leitfähigkeit (µS/cm)			320	470		68	36		300
pH	7,4	7,3	6,3	6,4	7,4	4,6	3,8	6,1	6,3
Σ Erdalkalien (mmol/m³)	1145	872	2319	3534	894	438	563	4248	2277
Gesamthärte (°d)	6,4	4,9	13,0	19,8	5,0	2,5	3,2	23,8	12,8
Härtebereich n. Waschmittelges.	1	1	2	3	1	1	1	4	2
Saurekap. bis pH 4,3 (mmol/m³)	1606	901	2704	4195	901	295	393	3999	2999
Carbonathärte (°d)	4,5	2,5	7,6	11,8	2,5	0,8	1,1	11,2	8,4
Na ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	174 4	131 3	261 6	305 7	261 6	261 6	174 4	704 18	261 6
K ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	26 1	<1	<1	51 2	51 2	<1	51 2	26 1	<1
Mg ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	247 6	123 3	123 3	41 1	370 9	288 7	288 7	905 22	206 5
Ca ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	898 36	749 30	2196 88	3493 140	524 21	150 6	275 11	3343 134	2071 83
Mn, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	<0,2	<0,2	<0,02	<0,02	6 0,3	1 0,07	6 0,33	17 0,92	<0,02
Fe, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	54 3	<0,05	7 0,4	7 0,4	16 0,89	1 0,07	3 0,17	143 8	1 0,06
Cl ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	508 18	310 11	508 18	395 14	395 14	592 21	197 7	790 28	592 21
NO ₃ (mmol/m³) (mg/l)	48 3	10 0,6	1613 100	1742 108	839 52	145 9	500 31	16 1	597 37
HCO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	1606 98	901 55	2704 165	4195 256	901 55	295 18	393 24	3999 244	2999 183
SO ₄ ²⁻ (mmol/m³) (mg/l)	219 21	281 27	135 13	479 46	31 3	31 3	198 19	2196 211	250 24
gelöste, feste Bestandteile (mg/l)	190,0	129,6	393,4	574,4	162,92	70,14	105,5	667,92	359,06

** Erl. der Symbole s. geologische Karte

Tabelle 14 (Fortsetzung)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Bohnen- burg Quelle 56 060 04 220 cnA1	Puddel- hammer Quelle 53 870 03 700 c3,t	Hessen- kamp Quelle 63 990 99 990 c3,t	Suttroper Forst Quelle 58 180 99 620 c3,t	Füllen- stall Quelle 62 890 99 200 c3 +	Bohnen- burg Quelle 56 220 03 860 c3,ki	Kuckuks- berg Quelle 57 230 03 580 c2,ki	Stillen- berg Quelle 55 370 03 070 dn,t	Esshoff Quelle 63 960 96 260 dh	Am Glens- berge Quelle 57 760 02 240 dv-a,fz	Warstein Tunnen- born 58 700 02 500 dv-a,fz	Warstein Dorpk- quelle 56 600 02 420 dv-a,fz
31.3.81	1.4.81	1.4.81	31.3.81	1.4.81	31.3.81	31.3.81	1.4.81	1.4.81	31.3.81	21.10.71	22.10.70
105 5,8	72 5,4	57 5,0	90 3,7	71 4,0	184 5,8	200 6,0	150 5,2	160 5,7	460 7,3	8,0	8,3
822 4,6 1 1196 3,4	514 2,9 1 606 1,7	323 1,8 1 295 0,8	596 3,3 1 295 0,8	454 2,5 1 393 1,1	1168 6,6 1 803 2,3	1279 7,2 1 1000 2,8	889 5,0 1 393 1,1	980 5,5 1 393 1,1	2826 15,8 3 3392 9,5	3234 18,1 3 4605 12,9	3276 18,1 3 5097 14,3
305 7 <1 123 3 699 28 <0,02 14 0,8 310 11 177 11 1196 73 104 10	174 4 <1 165 4 349 14 1 0,07 9 0,5 197 7 129 8 606 37 208 20	174 4 <1 123 3 200 8 <0,02 3 0,15 197 7 81 5 295 18 177 17	174 4 <1 247 6 349 14 3 0,16 14 0,8 592 21 290 18 295 18 52 5	174 4 26 1 329 8 125 5 11 0,6 6 0,33 310 11 242 15 393 24 146 14	392 9 26 1 370 9 798 32 7 0,4 592 21 1226 76 803 49 187 18	610 14 51 2 82 2 1197 48 9 0,52 395 14 1580 98 1000 61 156 15	218 5 51 2 41 1 848 34 36 2 592 21 194 12 393 24 500 48	218 5 51 2 206 5 774 31 7 0,39 310 11 742 46 393 24 323 31	610 14 77 3 206 5 2620 105 <0,02 7 0,39 592 21 1935 120 3392 207 333 32	348 8 <1 165 4 3069 123 <0,2 3 0,05 1100 39 48 3 4605 281 1145 110	392 9 205 8 82 2 3194 128 <0,2 0,05 790 28 16 1 5097 311 822 79
143,8	94,57	62,15	86,96	82,93	215,4	254,52	149,0	155,39	507,0	568,0	566,0

Tabelle 14 (Fortsetzung)

Nr.	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Entnahme- stelle entnommen aus	Suttrop Lörmecke- quelle	Warstein Salz- börnchen	Warstein Buller- teich	Warstein Trockels- knappchen	Warstein Belecker Quelle	Warstein Range- quelle	Warstein Messing- quelle	Warstein Hillenber- quelle 2	Stein- bruch Drewer
Lage R H	58 080 01 480	55 920 01 420	55 280 01 730	55 240 01 670	55 160 01 420	56 240 00 820	54 980 00 740	54 860 00 180	55 140 06 740
Tiefe (m)									
Geologie*)	dv-a,fz	dv-a,fz	dv-a,M	dv-a,M	dv-a,M	dv-a,M	dv-a,M	dv-a,M	da-w
Entnahmedatum	21.10.70	31.3.81	23.10.70	23.10.70	23.10.70	21.10.70	22.10.70	22.10.70	1.4.81
Temperatur (°C)									
Leitfähigkeit (µS/cm)		670							11 600
pH	8,1	6,4	7,7	8,1	7,9	8,3	7,7	7,4	7,8
Σ Erdalkalien (mmol/m³)	2686	2582	2436	2641	2199	2311	3035	2307	4485
Gesamthärte (°d)	15,0	14,5	13,6	14,8	12,5	12,9	17,0	13,0	25,2
Härtebereich n. Waschmittelges.	3	3	2	3	2	2	3	2	4
Saurekap. bis pH 4,3 (mmol/m³)	3900	3999	3999	4097	4097	3294	4294	3605	3802
Carbonathärte (°d)	10,9	11,2	11,2	11,5	11,5	9,2	12,0	10,1	10,7
Na ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	2873 66	4179 96	3483 80	3265 75	3613 83	2177 50	2525 58	3831 88	39 182 900
K ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	51 2	128 5	51 2	77 3	77 3	26 1	51 2	77 3	665 26
Mg ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	41 1	411 10	165 4	370 9	452 11	165 4	864 21	535 13	1192 29
Ca ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	2645 106	2171 87	2271 91	2271 91	1747 70	2146 86	2171 87	1772 71	3293 132
Mn, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	< 0,2 < 0,2	< 0,02 < 0,02	< 0,2 < 0,2	< 0,2 < 0,2	< 0,2 < 0,2	< 0,2 < 0,2	< 0,2 < 0,2	< 0,2 < 0,2	1 0,04
Fe, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	< 0,05 < 0,05	< 0,02 < 0,02	< 0,05 < 0,05	0,05 0,05	< 0,05 < 0,05	< 0,05 < 0,05	2 0,1	4 0,2	4 0,23
Cl ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	4400 156	4992 177	4202 149	4005 142	3300 117	3610 128	3102 110	4513 160	41 995 1489
NO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	32 2	306 19	97 6	97 6	97 6	65 4	97 6	97 6	65 4
HCO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	3900 238	3999 244	3999 244	4097 250	4097 250	3294 201	4294 262	3605 220	3802 232
SO ₄ ²⁻ (mmol/m³) (mg/l)	135 13	146 14	177 17	302 29	552 53	166 16	375 36	271 26	1561 150
gelöste, feste Bestandteile (mg/l)	584,0	652,0	593,0	615,0	593,0	490,0	582,1	587,2	2 962,27

*)Erl. der Symbole s. geologische Karte

8.4. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

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

Die Grundwasseranalysen der Tabelle 14 stammen aus den Jahren 1970 und 1981. Die Analysenergebnisse lassen recht deutliche Zusammenhänge zwischen dem Chemismus des Wassers und der Gesteinszusammensetzung im Einzugsgebiet der Quellen erkennen. Die Analysen 3 und 4 zeigen deutlich den Charakter eines Grundwassers aus dem Verbreitungsgebiet von Kalkstein des Cenoman-Pläners. Das Grundwasser aus dem Gebiet der Arnsberger Schichten (Anal. 5 – 7 u. 10 – 14) ist nur wenig mineralisiert. Es sind untypische weiche Mischwässer, die nur eine kurze Verweildauer im Untergrund vermuten lassen. Die Analysen 8 und 9 weisen eine höhere Mineralisation auf, die auf den Einfluß von oberdevonischen (8) beziehungsweise unterkarbonischen (9) Schichten im Einzugsgebiet zurückzuführen ist.

Aufgrund des dominierenden Kalkgehalts in den Flinz-Schichten und im Massenkalk enthalten die Grundwässer hohe Ca- und HCO_3 -Mengen (Anal. 19–29). Die Wässer der Flinz-Schichten (Anal. 19–21 u. 23) sind als Calcium-Hydrogencarbonat-Wasser zu bezeichnen. Für das Grundwasser des Massenkalks ist ein erhöhter Gehalt von Na und Cl typisch. Die Lörmeckequelle entspringt zwar im Bereich der Flinz-Schichten, das Wasser stammt jedoch aus dem Massenkalk. Das Grundwasser des Massenkalks ist als ziemlich hartes Calcium-Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Wasser zu charakterisieren. Der erhöhte Na-Cl-Gehalt beruht auf dem Zufluß von „Fremdwasser“.

Auffällig sind hohe Werte von NO_3 in den Analysen 3, 4, 15, 16 und 19. Im Einzugsgebiet dieser Quellen liegen größere landwirtschaftliche Nutzflächen. Die hohen NO_3 -Werte sind auf die Mineraldüngung zurückzuführen.

8.5. Mineralwasser

Der westliche Provinzialsteinbruch von Drewer wurde in den 50er Jahren nach Wassereinbrüchen stillgelegt. Heute enthält der Steinbruch mindestens 170 000 m³ schwach versalztes Grundwasser (Tab. 14, Anal. 30; KOCH & MICHEL 1979). Es handelt sich um ein Natrium-Chlorid-Wasser, ähnlich dem des Kaiser-Heinrich-Brunnens in Belecke. Beide Vorkommen sind an den Belecker Sattel gebunden. Das Mineralwasser im Steinbruch Drewer ist gegenüber dem des Kaiser-Heinrich-Brunnens durch zufließendes Oberflächen- und Regenwasser etwa um die Hälfte verdünnt.

FRICKE (1967) führt das bemerkenswerte Vorkommen von Mineralwasser im Rheinischen Schiefergebirge auf Solewanderung von Norden aus dem Bereich der Hellwegquellen nach Süden zurück. Einige größere Störungen von Norden nach Süden bieten die Wanderwege für Salzwasser, das zumindest teilweise durch Ablaugung von Zechsteinsalz entstanden ist.

8.6. Wassergewinnung und Wasserreserven

Aus dem Warsteiner Massenkalk-Komplex werden jährlich ca. 6 hm^3 Trink- und Brauchwasser gewonnen (KOCH & MICHEL 1977). Die ergiebigste Quelle ist der Bullerteich, aus dem ca. $8.000 \text{ m}^3/\text{d}$ entnommen werden. Der nicht genutzte Teil des Quellwassers beläuft sich in Trockenzeiten auf mindestens $4.000 - 5.000 \text{ m}^3/\text{d}$. Leider kann für das Einzugsgebiet des Bullerteichs kein sinnvolles Trinkwasserschutzgebiet ausgewiesen werden, da es inmitten der städtischen Bebauung liegt. Eine ähnlich große Menge von ca. $6.000 \text{ m}^3/\text{d}$ liefert die Stollenfassung der Lörmeckequellen. Neben diesen beiden großen Quellen werden eine Reihe kleinerer Quellen genutzt, die zwischen 600 und $2.200 \text{ m}^3/\text{d}$ Wasser liefern (KOCH & MICHEL 1977).

Der Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk betreibt die Wassergewinnung aus den Lörmeckequellen und bezieht daneben noch bis $4.800 \text{ m}^3/\text{d}$ aus dem Bullerteich. Der Verband wurde zur Versorgung der unter Wasserknappheit leidenden Gemeinden auf dem Haarstrang gegründet. Nach umfangreichen Bauarbeiten, dessen Vorbereitung schon 1921 begann, wurde 1934 der erste Bauabschnitt abgeschlossen (Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk in Erwitte 1975). Heute versorgt der Verband etwa 40.000 Einwohner mit Trink- und Brauchwasser.

Die Stadt Warstein wird von den eigenen Stadtwerken hauptsächlich aus dem Bullerteich, dem Trockelsknäppchen und aus der Belecker Quelle versorgt.

Die Stadt Rüthen hat sich eine Wasserversorgung im Rißneital geschaffen, wo an der Basis des Rüthener Grünsandes Schichtquellen auftreten. Die Quellen liegen nördlich des Blattbereichs Warstein. Daneben hat die Stadt Rüthen im Tal der Glenne ein kleines Wasserwerk betrieben, das 1980 stillgelegt wurde.

Wie schon kurz erörtert, ist im Warsteiner Massenkalk-Komplex mit erheblichen Wasserreserven zu rechnen. Ihre Ausnutzung wird aber stark durch den Konflikt Kalksteinabbau/Grundwassernutzung (KOCH & MICHEL 1977) behindert (vgl. S. 115).

GRAHMANN (1958) unterteilte die täglich gewinnbaren Wassermengen in Stufen von sehr groß (I, über $10.000 \text{ m}^3/\text{Tag}$) bis zeitweise oder dauernd keine (VI, nur für Hausversorgung). Danach kann die Wasserhöffigkeit in den Talauen der größeren Bäche (Taf. 3 in der Anl.) bei guter Porendurchlässigkeit der Lockergesteine der Stufe IV ($100 - 500 \text{ m}^3/\text{Tag}$) zugeordnet werden. Im übrigen Bereich – mit Ausnahme des Verbreitungsgebietes der Kalksteine – liegen die täglich gewinnbaren Grundwassermengen meistens unter $100 \text{ m}^3/\text{Tag}$.

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

8.7. Schutz des Grundwassers

Der Standort einer Wassergewinnungsanlage wird nicht nur von der Höffigkeit des Grundwasserleiters oder ganz allgemein von der hydrogeologischen Situation bestimmt. Der Schutz vor Verunreinigungen ist für die Standortfrage von entscheidender Bedeutung.

Für ein Wassergewinnungsgelände der öffentlichen Versorgung müssen Trinkwasserschutzgebiete nach den Richtlinien des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern (DVGW, Arbeitsblatt W 101, 1975) oder der Verwaltungsvorschrift über die Festsetzung von Wasserschutzgebieten und Quellschutzgebieten (Runderlaß des Ministers für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Nordrhein-Westfalen vom 25. 4. 1975) ausgewiesen werden.

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

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

9. Ingenieurgeologie (P. WEBER)

Der ingenieurgeologische Teil der Erläuterungen kann wegen des Kartenmaßstabs und der geringen Aufschlußdichte außerhalb des Massenkalk-Gebietes nur als Übersicht gewertet werden. Die Angaben zu den Eigenschaften und Kennwerten der Locker- und Felsgesteine geben nur einen Anhalt und können ingenieurgeologische Spezialuntersuchungen nicht ersetzen.

Die ingenieurgeologisch-geotechnischen Eigenschaften werden im folgenden getrennt nach Fest- und Lockergesteinen beschrieben. Die im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen vorhandenen Baugrundgutachten und die ingenieurgeologischen Untersuchungen für die geplante Langenbachtalsperre und die Hochwasserrückhaltebecken Altenwarstein, Schorenbach und Glennebach werden für die Beurteilung der jeweiligen Schichten herangezogen. Eine Kurzbeschreibung dieser Projekte erfolgt am Schluß dieses Kapitels.

Bezüglich des petrographischen Aufbaus des Felsuntergrundes im Blattgebiet Warstein können folgende Großeinheiten mit teilweise sehr unterschiedlichen geotechnischen Eigenschaften des Gebirges und der Gesteine unterschieden werden:

- der Massenkalk im Raum Warstein – Suttrop – Kallenhardt
- die tonig-kalkige Ausbildung des Oberdevons und die tonig-kieselige Ausbildung der unterkarbonischen Gesteine in der Umrandung des Massenkalks und des Scharfenberger Sattels sowie am Südrand der Nuttlarer Hauptmulde
- die oberkarbonische Tonstein-Schluffstein-Sandstein-Wechselagerung in der Nuttlarer Hauptmulde
- die Grünsandsteine und Plänerkalksteine der Kreide am Nordrand des Blattgebietes

Die Felsgesteine werden von Lockergesteinen überlagert, die sich auf den Höhenrücken und in den Talflanken aus Hangschutt und Gehängelehm und in den Talböden aus stark wechselnden Anteilen von sandigen, tonigen, schluffigen, kieseligen Ablagerungen, zum Teil mit organischen Einlagerungen, zusammensetzen. Im Massenkalk-Gebiet treten Lockergesteine ferner als Spalten-, Schlotten- und Höhlenfüllungen auf.

In der folgenden Beschreibung werden geotechnisch gleichartige Fels- und Lockergesteine zusammengefaßt und ingenieurgeologisch beurteilt.

9.1. Festgesteine (Fels)

9.1.1. Massenkalk

Die petrographische Zusammensetzung und Ausbildung des Massenkalks ist eingehend im Kapitel 3.1.1. beschrieben.

Die Trennflächen als mechanisch wirksame Flächen sind im Massenkalk sehr unterschiedlich ausgeprägt. Schichtflächen sind wenig deutlich und die Schichtung oft nur durch einen Materialwechsel oder Fossillagen kenntlich. Die Schieferung, eine von der Schich-

tung unabhängige Teilbarkeit des Gesteins, ist im Massenkalk weit verbreitet. Die Schieferungsflächen mit deutlichem Durchtrennungsgrad treten in Abständen von einem Millimeter bis wenige Zentimeter auf und bedingen somit eine teilweise Entfestigung des Gesteins. Nicht selten ist auf den Schieferungsflächen infolge Lösungsvorgängen bindiges Material angereichert, das insbesondere in Verbindung mit Wasser eine Herabsetzung des Winkels der inneren Reibung bewirkt. Oft sind die Schieferungsflächen auch durch Rekristallisation verwachsen, wodurch die mechanische Wirksamkeit erheblich reduziert wird. Quer-, Längs- und Diagonalklüfte sind im Massenkalk deutlich ausgeprägt (vgl. Kap. 4.1.3.). Die Höhen- und Längserstreckung beträgt häufig mehr als 100 m, oft mehrere Kilometer. Der Durchtrennungsgrad ist meist vollständig; teilweise sind die Klüfte durch Kalkspat, Quarz- und Kalksinter verheilt. Störungszonen, in deren Bereichen mit einer stärkeren Auflockerung und Entfestigung des Gebirges gerechnet werden muß, sind im Warsteiner Massenkalk häufig (vgl. Kap. 4.1.4.), ihre Lage kann, soweit sie bei der Kartierung beobachtet wurde, der geologischen Karte und der Strukturmarte entnommen werden. Erwähnt sei noch, daß generell der Nordrand des Massenkalks gegenüber dem mittleren Teil und Südrand eine geringere tektonische Beanspruchung aufweist.

Ein charakteristisches Merkmal ist die unterschiedlich starke Verwitterung der Kalksteine. Das Gebirge wird tiefreichend von der Trennflächenverwitterung erfaßt. Besonders auffällig ist die Verkarstung des Gebirges. Diese tritt in Form von offenen Klüften, Schlotten und Höhlen (z. B. Liethöhle, Hohler Stein) auf, in die Sedimente eingeschwemmt wurden. Im Verlauf solcher Hohlräume kann es zu Nachbrüchen kommen, die sich bis zur Erdoberfläche durchpausen. Westlich der Stadt Warstein trat im freien Feld 1978 ein Erdfall auf, der eine Tiefe von ca. 10 m und einen Durchmesser von ebenfalls etwa 10 m hatte.

Die Oberflächenformen können für eine Beurteilung, ob im Untergrund Karsthohlräume zu erwarten sind, nicht herangezogen werden. Kernbohrungen für ingenieurgeologische und geotechnische Beurteilungen können Hinweise auf Verkarstung geben, deren tatsächliches Ausmaß aber nicht erkennen lassen. Insbesondere für den Stollenbau sind den planerischen und technischen Erfordernissen gerecht werdende ingenieurgeologische Vorhersagen mit den derzeit zur Verfügung stehenden Untersuchungsmethoden oder den üblicherweise zur Verfügung stehenden finanziellen Mitteln praktisch nicht möglich. Für die Anlage von unterirdischen Hohlräumen sind die Bedingungen im unverwitterten, kompakten, massigen und nicht verkarsteten Massenkalk günstig. Der verkarstete Kalkstein mit lehmgefüllten Schlotten und Spalten dagegen erschwert den Untertagebau erheblich.

Die Errichtung von Stauanlagen ist aus ingenieurgeologischer Sicht im verkarsteten Massenkalk, wenn überhaupt, nur mit einem unvergleichbar hohen Aufwand möglich. Selbst in Bereichen mit einer mächtigen, bindigen Überlagerungsschicht muß bei Anstau mit Wasserverlusten über Spalten und Schlotten gerechnet werden.

Gründungsarbeiten für den Hoch-, Tief- und Ingenieurbau können infolge der unterschiedlichen Belastbarkeit durch die wechselnd mächtige Lockergesteinsüberdeckung, die unregelmäßig verlaufende Felsoberfläche sowie breitere Spalten und Schlotten erschwert werden. Hier sind unter Umständen besondere Gründungsmaßnahmen wie zum Beispiel steife Fundamentrost vorzusehen. Zur Erkundung der Untergrundverhältnisse (Verlauf der Felsoberkante) sind hier unter anderem Sondierbohrungen geeignet.

Die Anlage von Böschungen im massigen, kompakten und nur angeklüfteten Massenkalk bietet bei entsprechend schonendem Abtrag (z. B. Vorspaltverfahren) keine größeren

Schwierigkeiten. Die Böschungsneigungen können bei entsprechend schonendem Gebirgsabtrag steil gewählt werden; als Richtwert seien 60–70° angegeben. Im tektonisch beanspruchten, deutlich geklüfteten und geschieferten Massenkalk muß bei der Ermittlung der Böschungsneigung der Stellung und Ausbildung des Trennflächengefüges Rechnung getragen werden. Im Bereich lehmgefüllter Spalten und Schlotten besteht insbesondere bei Wasserzufuhr die Gefahr des Ausfließens von bindigem Material.

Der feste, unverwitterte Massenkalk stellt ein ausreichend frostsicheres, gutes Schüttmaterial dar. Schlechter einzustufen sind jedoch die dolomitisierten Massenkalk-Partien, die bei der Verwitterung grusig-körnig zerfallen.

Bei der Beurteilung der Löslichkeit nach DIN 18 300 fällt der Massenkalk von einer dünnen oberflächennahen, stärker entfestigten und aufgelockerten Gesteinsschicht – im allgemeinen <1 m – in die Bodenklasse 7. Das Lösen des Massenkalks kann ausschließlich im Sprengverfahren erfolgen.

Im festen, unverwitterten Zustand sind die Kalksteine belastungsunempfindlich, die Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) betragen hier durchweg über 5000 MN/m². Die einaxiale und dreiaxiale Druckfestigkeit schwankt je nach Verwitterungszustand und tektonischer Beanspruchung der untersuchten Proben. An untersuchten Proben des Massenkalks lagen die einaxialen Druckfestigkeiten zwischen 25 und 130 MN/m², die dreiaxialen zwischen 90 und 400 MN/m², bei Seitendrücken zwischen 25 und 55 MN/m². Das spezifische Gewicht des Gesteins liegt zwischen 27,3 und 28,5 kN/m³.

9.1.2. Gesteine des Oberdevons und Karbons

In der oberdevonisch-karbonischen Schichtenfolge wird der Felsuntergrund von tonig-schluffigen, kalkigen, sandigen und kieseligen Gesteinen aufgebaut. Die sehr unterschiedliche Gesteinszusammensetzung und tektonische Beanspruchung bedingt eine verschiedenartige Bewertung des Felsuntergrundes aus ingenieurgeologischer Sicht.

Flächenmäßig den größten Anteil im Blattgebiet haben die sogenannten Arnsberger Schichten des Oberkarbons. Der Felsuntergrund setzt sich hier aus einer Wechselfolge von dünnblättrigen bis bankigen Ton-Schluff- und Sandsteinen zusammen. Die dünnblättrigen bis bankigen Ton- und Schluffsteine sind meist verwitterungsanfällig und oberflächennah teilweise bis weitgehend zersetzt und entfestigt. Besonders verwitterungsanfällig sind stärker pyrithaltige Gesteine. Bei diesen muß die Betonaggressivität beachtet werden.

Die Trennflächen des Gebirges sind von Schicht-, Kluft-, Schieferungs- und Störungsflächen geprägt und bilden in diesen Gesteinen mechanisch wirksame Flächen.

Die Schichtfugen sind in den tonig-schluffig-sandig-kieseligen Gesteinen deutlich ausgeprägt und engständig. Die untergeordnet auftretenden, stärker kalkigen Gesteine (z. B. Knollenkalk) sind weitständig geschichtet. Die Schichtfugen sind nur bei vollständigem Durchtrennungsgrad über mehrere Zehner Meter mechanisch voll wirksam.

Die Schichten sind zu kurzräumigen Falten eingeeengt. Dementsprechend ist der Zerklüftungsgrad der Gesteine im allgemeinen stark, die Klüfte sind kurzflächig, engständig, setzen meist an Schichtfugen ab und weisen einen vollständigen Durchtrennungsgrad auf. Die Erstreckung der Kluftflächen bleibt meist auf einzelne Gesteinsbänke begrenzt. In den kalkreichen Gesteinen des Oberdevons sind weit aushaltende Klüfte (> 10 m) im Meterabstand häufig.

Die Schieferungsflächen streichen um Ostnordost–West-südwest und fallen einheitlich nach Südosten ein. In den mächtigeren Tonstein-/Schluffsteinsfolgen sind diese als mechanisch wirksame Flächen deutlich ausgeprägt und engständig, während sie in den kalkig-kieseligen Gesteinen und in den Ton-/Schluffstein-/Sandsteinwechselnfolgen weniger deutlich und weitständig sind; das Gestein ist hier lediglich angeschiefert.

In der Umgebung von Störungszonen ist mit einer stärkeren Entfestigung, Zersetzung und tiefer reichenden Verwitterung zu rechnen. An den Störungszonen ist das Gestein zu einem tonig-schluffig-sandigen und steinigen Material verrieben, das eine plastische bis halbfeste Konsistenz aufweist und oft eine beträchtliche Wasserempfindlichkeit besitzt. Die Mächtigkeit solcher Zonen kann im Dezimeter- bis Dekameterbereich liegen. Wo aufgrund des geologischen Baus mit Störungen gerechnet werden muß, kann der geologischen Karte entnommen werden.

Erschwerend können sich solche Zonen zum Beispiel bei der Durchführung von Untertagebauwerken, bei der Errichtung von Absperrbauwerken für Stauanlagen, bei der Gründung von Großbauwerken mit hoher Bodenpressung und bei der Anlage von Böschungen auswirken.

Verwitterungsgrad und -anfälligkeit sind infolge der wechselnden Gesteinszusammensetzung sehr unterschiedlich. In deutlich geklüfteten, spezialgefalteten sowie gestörten Bereichen wird eine tiefreichende Auflockerung und Entfestigung des Gebirges begünstigt.

Die Sandsteine, die kalkig-kieseligen Gesteine und die kompakten, massigen sandigen Ton- und Schluffsteine sind im allgemeinen verwitterungsbeständig. Die dünnblättrigen und dünnbankigen Ton- und Schluffsteine sind durchweg verwitterungsanfällig. Eine Zone, in der der Gesteinsverband weitgehend aufgehoben ist, reicht ca. 0,5–3,0 m unter Felsoberkante; in Bereichen, die stärker tektonisch beansprucht sind (Faltung, Störungen, Schieferung, Kluftscharen), kann diese Zone auch erheblich mächtiger sein.

Die deutlich von Trennflächen durchsetzten tonig-schluffigen und kieseligen Gesteine zerfallen kleinstückig, scherbis bis plattig und griffelig, während die kalkreichen und sandigen, bankigen Gesteine in Quader zerlegt werden.

Die Felsgesteine sind, von einer oberen, stärker aufgelockerten und entfestigten, ca. 0,5 bis 3,0 m mächtigen Zone abgesehen, nach der DIN 18 300 in die Bodenklasse 7 einzustufen. Das Lösen kann in dem blättrigen bis dünnbankigen und engständig von Trennflächen durchzogenen Gestein teilweise durch Reißen (bis in Tiefen zwischen 15–25 m unter Gelände) erfolgen. In den dickbankigen, kompakten Gesteinsfolgen (z. B. oberdevonischer Knollenkalk) muß das Lösen im Sprengbetrieb durchgeführt werden.

Für die Gewinnung von hochwertigem Schüttmaterial eignen sich Sandsteine sowie sandige und kalkreiche, kompakte Schluff- und Tonsteine. Die übrigen Ton- und Schluffsteine besitzen oft eine geringe Witterungsbeständigkeit und sind vorwiegend frostempfindlich; die dünnblättrigen bis plattigen oder enggeschiefertten Gesteine fallen bei der Gewinnung kleinstückig an. Beim Einbau und Verdichten des Schüttmaterials neigt dieses Gestein wegen seiner geringen Abriebfestigkeit zu einer Schmierfilmbildung, die die Standsicherheit vermindert.

Die Standsicherheit und die mögliche Neigung der Böschungen im Fels werden von der Stellung des Trennflächengefüges, der Ausbildung der Trennflächen sowie vom Verwitterungsgrad des Gesteins bestimmt. Bei der Standsicherheitsbeurteilung von Böschungen,

die parallel oder spitzwinklig zum Streichen der Schichten angelegt sind, gilt in den Gesteinsfolgen mit deutlich ausgeprägten Schicht- und Schieferungsflächen das besondere Augenmerk dem oft rasch wechselnden Einfallen der Schichten sowie der Stellung und Ausbildung der Schieferungsflächen. Bei Böschungen, die quer zum Schichtenstreichen angelegt sind, wird die Böschungsneigung generell von den um Nordwest-Südost streichenden und mittelsteil bis steil nach Nordosten oder Südwesten einfallenden Querklüften bestimmt. Verschneidungslinien von Trennflächen und glatte Trennflächen mit Bewegungsspuren, die flacher als die Böschung hangauswärts geneigt sind, sowie Störungszonen wirken sich ebenfalls ungünstig auf die Standsicherheit aus und begünstigen die Felssturz- oder Steinschlaggefahr. Bindige Beläge auf den Trennflächen setzen, besonders in Verbindung mit Wasser, den Reibungswinkel erheblich herab. Für die Standsicherheitsbeurteilung von Felsböschungen, aber auch für die Planung und den Bau von Untertageanlagen sind wegen der wechselnden tektonischen Verhältnisse eingehende Gefügeuntersuchungen notwendig.

Bei der Beurteilung der Wasserdichtigkeit des Untergrundes muß zwischen der Durchlässigkeit im Gestein und im Gebirge unterschieden werden. Die Porosität der Gesteine ist von untergeordneter Bedeutung. In Gesteinen mit hohem Kalkgehalt, Anreicherungen von kalkigen Fossilagen, Kalksteinlinsen und -bändern treten oft sekundäre Anlösungserscheinungen und damit verbunden örtlich auch eine erhöhte Wasserwegsamkeit des Gebirges auf. In deutlich geklüfteten Sandsteinfohlen ist die Wasserwegsamkeit gut. In wenig zerklüfteten Ton- und Schluffsteinfohlen ist, von Sätteln, Mulden oder Störungszonen abgesehen, die Wasserwegsamkeit des Gebirges meist gering. Die kurzräumig gefalteten, dünnbankigen Tonsteine/Schluffsteine und Sandsteinwechselfolgen können im Hinblick auf die Durchlässigkeitsbeurteilung des Untergrundes für die Errichtung von Stauanlagen günstig beurteilt werden. In Gesteinen mit Kalkknolleneinlagerungen übertreffen die sekundären Auflösungserscheinungen die primäre Porosität. Erstere bleibt erfahrungsgemäß auf den oberflächennahen Bereich begrenzt.

Die Gebirgsfestigkeit ist je nach Gesteinsausbildung, tektonischer Beanspruchung und dem Grad der Verwitterung verschieden. Für den belastungsunempfindlichen, unverwitterten Fels liegen die Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) in den Sandsteinen und sandigen und kalkigen, kompakten Schluff- und Tonsteinen zwischen 3 000 und 8 000 MN/m²; in den Tonsteinen liegen sie um 1 000 MN/m². Die dünnblättrigen bis dünnbankigen Ton-, Schluff- und Sandsteinwechselfolgen mit intensiver Klüftung und tektonischer Beanspruchung haben auch im unverwitterten Zustand Gebirgsfestigkeiten, die 200 MN/m² nicht überschreiten. Je nach dem Verwitterungsgrad des Gebirges müssen die genannten Werte erheblich niedriger angesetzt werden und können unter 100 MN/m² heruntergehen; in Störungszonen mit wasserempfindlichem, tonig, schluffig, sandig zerriebenem Gesteinsmaterial können sie örtlich auch unter 20 MN/m² betragen.

Bei Gründungsarbeiten im Festgestein des Rheinischen Schiefergebirges haben Erfahrungen gezeigt, daß die Auflockerung des Gebirges in den flachen Hängen tiefer reicht als in den steilen Hängen. Bei Gründungen in Hanglagen empfiehlt es sich, die Bauwerke einheitlich zu gründen. Eine Gründung im Fels wird im allgemeinen in den höheren Hangpartien ohne nennenswerten Lockergesteinsabtrag möglich sein, da der Überlagerungsboden in der Regel geringmächtig (wenige dm bis ca. 1 m) ist. Bei Gründungsarbeiten an Unterhängen muß jedoch verbreitet mit Lockergesteinsablagerungen, deren Mächtigkeiten 2 m übersteigen, gerechnet werden.

9.1.3. Gesteine der Kreide

Die Gesteine der Kreide nehmen im Blattgebiet Warstein lediglich den nördlichen Blatt-
rand des Gebietes ein.

Der als Rùthener Grùnsand bezeichnete Sandsteinhorizont besitzt im Blattbereich War-
stein nur eine geringe Ausstrichbreite. Petrographische Zusammensetzung und Eigen-
schaften sind im Kapitel 3.3.2. beschrieben.

Der Rùthener Grùnsand wird als Werkstein verarbeitet, wobei die Gesteinsquader unter
Ausnutzung der deutlich ausgeprägten, teilweise weitständigen Klüftung hereingewonnen
werden. Die Verwitterungsbeständigkeit des Gesteins ist jedoch sehr unterschiedlich. Ent-
sprechend verschieden ist daher auch die Belastbarkeit des Gesteins, die von Fall zu Fall
beurteilt werden muß.

Der Rùthener Grùnsand wird von Cenoman-Plänen überlagert (vgl. Kap. 3.3.4.). Dieser
besteht aus Tonmergelsteinen, Mergelkalksteinen, Kalkmergelsteinen und Kalksteinen,
zum Teil mit kieseligen Einlagerungen.

Der Zerklüftungsgrad dieser Gesteine 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 (Dekameterbereich) auftreten. Die engständigen, kurzflächigen
Klüfte besitzen Öffnungsweiten im Millimeterbereich, während die Großklüfte meist zu
zentimeter- bis dezimeter-, selten auch meterbreit geöffneten Spalten erweitert sein können,
dann aber vorwiegend mit bindig-steinigem Material gefüllt sind.

Die Verwitterung der kalkreichen, meist kompakten Gesteine ist auch in Oberflä-
chennähe gering, während die tonreichen Gesteine (Tonmergelsteine) oberflächennah
durch Verwitterungseinflüsse weitgehend zerfallen. Der Kalkanteil ist durch die Verwitte-
rung teilweise völlig herausgelöst.

Infolge Auslaugungsvorgänge in größeren Tiefen können in den Kreide-Schichten Erdfä-
le und Dolinen auftreten. Im Blattgebiet Warstein sind diese bisher nicht bekannt geworden.

Die Felsgesteine werden bezüglich der Lösbarkeit nach der DIN 18 300 den Bodenklassen
6 und 7 zugeordnet. Die Bereiche mit stärkerer Verwitterung und Entfestigung der Gesteine
(die obersten 1–2 m unter der Lockergesteinsüberdeckung) können im allgemeinen der
Bodenklasse 6 zugeordnet werden; darunter folgt die Klasse 7. Die Zuordnung zu einer
dieser Bodenklassen ist jedoch von mehreren Faktoren abhängig; zum Beispiel Grad der
Entfestigung, Gesteinszusammensetzung, plattige oder dickbankige Ausbildung der Ge-
steine, flächenhaftes Gewinnen oder Lösen in engen Gräben wie Kabel- oder Leitungsgrä-
ben.

Die im Untergrund anstehenden Kalkmergelsteine und Mergelkalksteine sind in abgestuf-
ter Körnung für den lagenweisen Einbau mit künstlicher Verdichtung als Dam m - und
Straßenbaumaterial verwendbar. Die Frost- und Verwitterungsanfälligkeit nimmt im
allgemeinen mit abnehmendem Kalkgehalt und zunehmendem Tonanteil zu. Die Tonmer-
gelsteine sind deshalb frost- und verwitterungsanfällig und daher nur bedingt einbaufähig.

Die Standsicherheit und die mögliche Neigung von Straßen- und Baugrubenbö-
schungen im Fels werden von der Stellung des Trennflächengefüges, der Ausbildung der
Trennflächen und dem Verwitterungsgrad des Gesteins bestimmt. Bei den durchweg hori-
zontal bis nur schwach geneigten Schichten (ca. 5°) mit überwiegend steilstehender Klüf-

tung (Einfallen $60 - 90^\circ$) können Dauerböschungen je nach Gesteinsausbildung und Verwitterung mit einer Neigung von $45 - 60^\circ$ als standsicher bezeichnet werden. Besondere Sicherungsmaßnahmen werden in Felsböschungen mit eingelagerten verwitterungs- und frostanfälligen Tonmergelsteinlagen notwendig. Baugrubenböschungen können in den meisten Fällen mit Neigungen zwischen $60 - 80^\circ$ erstellt werden, erfordern jedoch eine besondere Sicherung gegen Steinschlaggefahr (z. B. Abspannung mit Maschendraht oder Baustahlgewebe).

Bei der Beurteilung der Wasserdichtigkeit des Felsuntergrundes muß zwischen der Durchlässigkeit im Gestein und im Gebirge unterschieden werden. Die Porosität der Gesteine ist von untergeordneter Bedeutung. Die Wasserwegsamkeit des Gebirges ist in den deutlich geklüfteten Gesteinen der Oberkreide gut.

Die stark durchlässigen, deutlich geklüfteten und zum Teil auch verkarsteten Gesteine lassen die Errichtung von Stauanlagen mit einem Dauerstau mit wirtschaftlich vertretbarem Aufwand nicht zu.

Die Bauwerksgründungen im Fels sind im allgemeinen unproblematisch. Die Fundamentdimensionierung und Bodenpressung richten sich nach der Gebirgsfestigkeit. Diese ist je nach Gesteinsausbildung, Zerklüftung und Verwitterung verschieden. Für den belastungsunempfindlichen unverwitterten Fels liegen die Elastizitätsmoduln (E-Werte) in den kompakten, kalkreichen Gesteinen zwischen 700 und 3000 MN/m^2 . In den unverwitterten tonreichen Gesteinen betragen sie 200 bis 400 MN/m^2 ; sie können in verwitterungsanfälligen Gesteinen bis auf $60 - 100 \text{ MN/m}^2$ heruntergehen. Zusätzliche Gründungsmaßnahmen werden erforderlich, wenn in Baugruben oder im Untergrund im Einflußbereich der Bauwerke geöffnete Klüfte in einer Breite von mehreren Dezimetern bis Metern angetroffen werden. Hier sind Sicherungsmaßnahmen, etwa Untergrundverpressung mit Zementsuspension und Füller, Tieferführung des Gründungsniveaus und Ersatz durch Magerbeton oder Überbrückung des gestörten Bereiches durch zusätzliche Bewehrung der Fundamente notwendig.

9.2. Lockergesteine

Die Zusammensetzung der Lockergesteinsablagerungen ist je nach Ausgangsmaterial, Verwitterbarkeit und Transportweg verschiedenartig und wechselnd. Die geotechnischen Eigenschaften dieser Böden sowie ihre Bodenkennwerte sind daher unterschiedlich. Auf den Höhen und den Hängen liegt generell unter einer steinarmen Schicht, in der die bindigen Anteile überwiegen, ein Hangschutt, der überwiegend aus Steinen mit Sand und etwas Schluff mit Ton besteht. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt wenige Dezimeter bis zu 5 m .

Die bindigen Böden sind frost- und belastungsempfindlich. Bei höheren Wassergehalten wird die Bearbeitbarkeit erschwert. Die Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) liegen zwischen 8 MN/m^2 und 12 MN/m^2 . Im Hangschutt können, soweit ein Korn-an-Korn-Gefüge besteht, E-Werte zwischen 40 und 60 MN/m^2 angenommen werden. Die Talablagerungen in den kleineren Tälern und ihren Nebentälern sind im Mittel $0,8 - 2,0 \text{ m}$ mächtig, mäßig konsolidiert, belastungs-, wasser- und frostepfindlich; die E-Werte liegen zwischen 8 und 15 MN/m^2 .

Die Ablagerungen der Möhne bestehen in den obersten Teilen aus einem $0,8$ bis etwa $1,5 \text{ m}$ mächtigen schluffig-tonigen und sandigen Auenlehm. Die Mächtigkeit der darunter

lagernden verlehmtten Schotter reicht von wenigen Dezimetern bis zu ca. 6 m. Die bindigen Böden sind schlecht bis mäßig konsolidiert, wasserempfindlich, kompressibel und als Baugrund daher schlecht geeignet. Die Schotterlagen können als günstiger Baugrund angesehen werden. Die E-Werte für reine Schotter liegen zwischen 80 und 100 MN/m²; die Belastbarkeit wird jedoch durch bindige Einlagerungen herabgesetzt. Da die Talablagerungen generell eine unterschiedliche Zusammensetzung haben, empfiehlt es sich in jedem Falle, Baugrunduntersuchungen durchzuführen, wobei besonders auf humose Einschaltungen und Torlagen geachtet werden muß.

An den Hängen des Möhne- und des Glennetals kommen örtlich Terrassenablagerungen vor, die aus unterschiedlich mächtigen, verlehmtten Schottern bestehen und zum Teil Mächtigkeiten von ca. 5 m erreichen können. Die Lockergesteinsablagerungen stellen im allgemeinen ein geringwertiges Schüttmaterial dar, der ordnungsgemäße Einbau und die Verdichtung sind nur bei entsprechenden Witterungsverhältnissen und Wassergehalten dieses Schüttmaterials möglich.

Die künstlichen Aufschüttungen im Blattgebiet sind im Kapitel 3.5.2.4. beschrieben.

Wegen der stark wechselnden Zusammensetzung solcher Auffüllungen können im Rahmen dieser Beschreibung keine Angaben zu den Bodenkennwerten gemacht werden.

9.3. Stauanlagen

Für die Wasserversorgung der Warsteiner Brauerei und für den Hochwasserschutz der Stadt Warstein sind im Blattgebiet die Langenbachtalsperre sowie das Hochwasserrückhaltebecken Altenwarstein geplant. Ferner ist der Bau von Hochwasserrückhaltebecken im Glenne- und im Schorenbachtal vorgesehen.

Der Wasserversorgung der Warsteiner Brauerei soll die unmittelbar östlich des Brauereigeländes geplante Langenbachtalsperre dienen. Im Langenbachtal ist die Errichtung eines ca. 30 m hohen und 320 m langen Dammes mit einer bituminösen Außenhautdichtung, die an eine nicht begehbare Herdmauer, die in den Felsuntergrund einbindet, anschließt, vorgesehen. Der Hochwasserentlastungsturm mit Grundablaß und Hochwasserentlastungsstollen werden am Fuß des Nordhanges gegründet. Der Stauinhalt beträgt 10⁶ m³. An der Stauwurzel ist ein Vorbecken geplant.

Den Untergrund an der Sperrstelle bildet eine Wechselfolge von Ton, Schluff und Sandsteinen der Arnsberger Schichten. Für die ingenieurgeologischen Erkundungen wurden Kernbohrungen, Sondierbohrungen und Schürfe durchgeführt. Die Untersuchungen haben gezeigt, daß der Felsuntergrund im flachen Südhang des Langenbachtals gegenüber dem steilen Nordhang eine tiefer reichende stärkere Auflockerung erfahren hat; diese reicht hier bis ca. 8 m unter Gelände. Die Dichtigkeit des Felsuntergrundes an der Sperrstelle wird als günstig beurteilt. Nach den Erfahrungen an bereits errichteten und eingestauten Talsperren mit gleicher Untergrundbeschaffenheit kann hier auch auf eine aufwendige Untergrundverpressung verzichtet werden.

Das Dammschüttmaterial wird aus dem Stauraum gewonnen und besteht vorwiegend aus unterschiedlich stark verwitterten Ton-, Schluff- und Sandsteinen der Arnsberger Schichten.

Das Hochwasserrückhaltebecken Altenwarstein, das dem Hochwasserschutz der Stadt Warstein dient, liegt im Bereich des Zusammenflusses von Langenbach

und Wideybach unmittelbar nordwestlich des Brauereigeländes. Die Höhe des Absperrbauwerkes beträgt rund 18 m, die Länge der Dammkrone ca. 350 m; der nutzbare Stauinhalt liegt bei 900 000 m³. Ein 4 m hoher Dauerstau mit 50 000 m³ Inhalt ist vorgesehen. Als Absperrbauwerk dient ein Felsschüttdamm mit einer außenliegenden Lehmdichtung, die in den Felsuntergrund einbindet.

Den Untergrund an der Sperrstelle und im Stauraum bilden Ton-, Schluff- und Sandsteine der Arnberger Schichten, die am luftseitigen Dammfuß des Absperrbauwerkes an einer nach Süden steil mit 60 – 70° einfallenden Überschiebungszone gegen den mitteldevonischen Massenkalk verworfen sind. Der Untergrund wurde durch Kernbohrungen, Sondierbohrungen und Schürfe eingehend erkundet. Dabei hat sich ergeben, daß die Lockergesteinsüberdeckung im linken Hang bis ca. 12 m mächtig ist und die vollständige Verwitterung des anstehenden Gesteins tiefer als 18 m unter Gelände reicht.

Das Schüttmaterial für den Damm und die Dichtung wird im rechten Hang des Wideybachtales und teilweise auch aus der Materialentnahme der Langenbachtalsperre gewonnen.

Für die Hochwasserrückhaltebecken Schoren- und Glennebach sind die Vorplanungen durchgeführt. Sie dienen der Hochwasserregulierung in der Möhne und dem Hochwasserschutz der Ortschaft Belecke.

Die Sperrstelle im Schorenbachtal liegt unmittelbar südwestlich von Romecke. Den Felsuntergrund an der Sperrstelle und im Stauraum bilden Ton- und Schluffsteine des Oberdevons mit kalkigen und sandigen Einlagerungen sowie tonig kieselige Gesteine des Karbons. Die kalkigen Einlagerungen des Oberdevons haben keine nachteiligen Folgen für das Rückhaltebecken. Vorgesehen ist hier die Errichtung eines ca. 20 m hohen Dammes mit innenliegender Dichtung aus bindigem Gesteinsmaterial.

Die Sperrstelle im Glennetal liegt ca. 300 m oberhalb der Glennemündung in die Möhne. Den Felsuntergrund bilden an der Sperrstelle und im Staubereich Ton-, Schluff- und Sandsteine des Karbons. Hier ist ein ca. 17 m hoher Steinschüttdamm mit einer innenliegenden Kerndichtung aus natürlichem Material geplant. Eine der geplanten Varianten sieht einen Dauerstau von rund 35 ha vor.

10. Böden (F.-D. ERKWOH)

Die Bodenverhältnisse des Blattgebietes 4516 Warstein werden in Blatt L 4516 Büren der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, das sich zur Zeit noch in der Geländeaufnahme befindet, im einzelnen dargestellt und ausführlich beschrieben. Daher wird hier auf der Grundlage der geomorphologischen Landschaftsgliederung nur eine vereinfachte bodenkundliche Übersicht (s. Abb. 20) und eine kurze regionale Zusammenfassung der vorkommenden Bodengesellschaften gegeben.

Unter „Bodengesellschaft“ (oder Pedochore) werden die charakteristischen Bodenformen und Bodentypen und deren Verteilung in einer Bodenlandschaft, die im wesentlichen von den geologisch-petrographischen und morphologischen Gegebenheiten geprägt ist, verstanden.

10.1. Bodengesellschaft des Nordsauerländer Berglandes

Das südlich der Möhne gelegene Bergland, das bis über + 500 m NN ansteigt, besteht, wie die geologische Karte zeigt, aus Folgen von Kalksteinen, Kieselkalken, Kieselschiefern, Ton-, Schluff- und Sandsteinen sowie Grauwacken des Devons und Karbons. Auf diesen Gesteinen sind nur relativ selten und kleinflächig Rohböden und Ranker auf Bergkuppen, Felsrippen und an Steilhängen anzutreffen, während Rendzinen in exponierten Lagen des Massenkalks fehlen. Meist liegt auch in Kuppen-, Rücken- und Oberhanglagen über den Festgesteinen eine geringmächtige Verwitterungsdecke aus steinig-grusigem, tonigem bis sandigem Schluff, woraus sich mindestens flachgründige Braunerden (1–3 dm Entwicklungstiefe) entwickelt haben. Dies sind trockenempfindliche, ertragsarme Grünland- oder Waldstandorte.

Im überwiegenden Teil des Berglandes sind jedoch die Lockerbodendecken mehr als 3 dm mächtig und stellenweise auch geschichtet. So liegt bei stärkerer Hangneigung meist an der Basis (über dem Festgestein) eine steinige Hangschuttdecke und darüber steinig-grusiger Hanglehm, umgelagerter Lößlehm oder ein Gemenge von beiden. In Plateau- und schwach geneigten Hanglagen sind oft noch tonige Schluffe bis schluffige Tone als Relikte von tertiären oder altpleistozänen Bodenbildungen (Graulehm, Braunlehm, Terra fusca) erhalten geblieben. Sie stehen oberflächlich an oder sind gleichfalls von Hang- oder Lößlehm überdeckt. Auf diesen Standorten sind je nach Art der Schichtung und Durchlässigkeit des Untergrundes typische und podsolige Braunerden (z. T. Lockerbraunerden), Pseudogley-Braunerden, Braunerde-Pseudogleye, Pseudogleye und Stagnogleye von mittlerer bis großer Entwicklungstiefe (3–10 dm) ausgebildet. Sie werden sowohl land- als auch forstwirtschaftlich genutzt und besitzen im allgemeinen mittlere Ertragsfähigkeit.

Darüber hinaus kommen in Unterhang- und Hangfußlagen, sofern die Löß- oder Hanglehmmächtigkeiten über 1 m betragen, auch Braunerden, Gley-Braunerden und Gley-Pseudogleye sehr großer Entwicklungstiefe vor. Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden sind jedoch außerordentlich selten. Im Verbreitungsgebiet der Graulehme sind an

quelligen Stellen oftmals Pseudogleye oder Stagnogleye mit kleinflächigen Hochmooren (Quellmoore) vergesellschaftet. Die Entwässerungsrinnen und Bachtäler werden gewöhnlich von Gleyen und Naßgleyen eingenommen, wobei stellenweise auch Übergänge zu kleinflächigen Anmoor- und Moorgleyen sowie Niedermooren vorhanden sind.

10.2. Bodengesellschaft des Haarstranges

Im Haarstranggebiet, das sich als flacher Höhenrücken darstellt, sind die Ton-, Schluff- und Sandsteine des Karbons grobenteils von Mergel- und Kalksteinen der Oberkreide

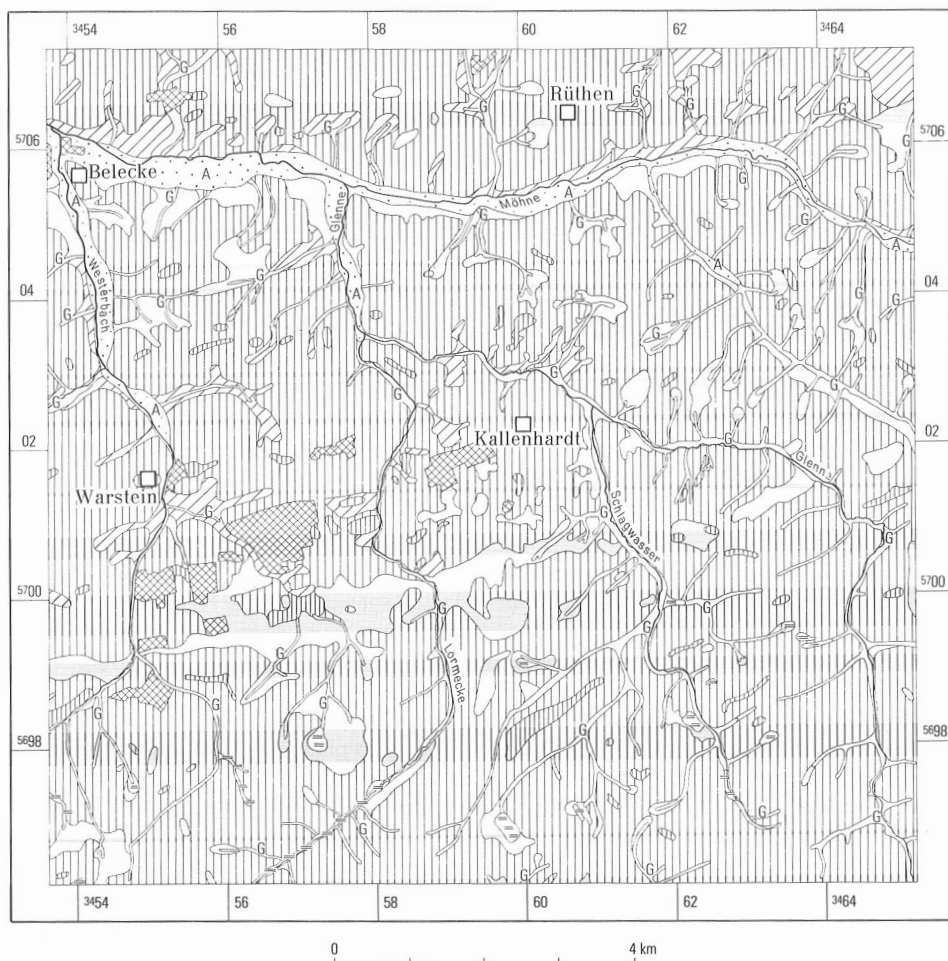


Abb. 20 Bodenkundliche Übersicht

überdeckt. Darüber liegt meist noch ein schluffig-toniger bis toniger Verwitterungslehm (Terra fusca), der teilweise als Grundmoräne (Lokalmoräne) umgelagert und teils von Lößlehm in verschiedener Mächtigkeit überlagert ist. Aus diesen Substraten haben sich an exponierten Stellen Rendzinen und Rendzina-Braunerden und in weiterer Verbreitung mittel- bis tiefgründige Braunerden, Pseudogley-Braunerden und Pseudogleye entwickelt. In Unterhanglagen mit größeren Lößlehm-mächtigkeiten kommen neben Braunerden auch Parabraunerden und Kolluvien mit sehr großer Entwicklungstiefe (> 10 dm) vor. Die im Karstbereich auftretenden Trockentäler sind von Kolluvien und Gley-Kolluvien aus Löß eingenommen. Diese gehen in den Bereichen der Bachtäler allmählich in Gleye über.



steiniger, schluffiger oder schluffig-toniger Lehm,
z.T. sandig oder kalkhaltig, 1 — 3 dm

Ton-, Schluff- und Sandstein oder Kalk- und
Kalkmergelstein, z.T. verlehnte Steine

**Braunerde, stark erodiert, stellenweise Rohboden,
Ranker oder Rendzina,**

aus silikatischen oder karbonatischen Festgesteinen (Devon, Karbon, Oberkreide), z.T. aus Hangschutt (Pleistozän)



schluffiger oder schluffig-toniger Lehm,
z.T. grusig-steinig, 3 — 10 dm

toniger Lehm bis Ton, z.T. steinig,
oder verlehnte Steine 0 — 10 dm

Ton-, Schluff- und Sandstein oder Kalk- und Kalkmergelstein

Braunerde und Pseudogley-Braunerde, z.T. podsolig,
aus Löß-, Hang- und Hochflächenlehm (Pleistozän, Holozän),
z.T. über Hangschutt (Pleistozän) oder älteren Verwitterungs-
bildungen (Pleistozän, Tertiär), darunter silikatische oder
karbonatische Festgesteine (Devon, Karbon, Oberkreide)



schluffiger Lehm, z.T. grusig-steinig, 10 — > 20 dm

ll toniger Lehm bis Ton, z.T. steinig,
oder verlehnte Steine 0 — 10 dm

Ton-, Schluff- und Sandstein oder Kalk- und Kalkmergelstein

**Braunerde, z.T. Pseudogley-Braunerde und
Parabraunerde, z.T. podsolig,**

aus Löß-, Hang- und Hochflächenlehm (Pleistozän, Holozän),
z.T. über Hangschutt (Pleistozän) oder älteren Verwitterungs-
bildungen (Pleistozän, Tertiär), darunter silikatische oder
karbonatische Festgesteine (Devon, Karbon, Oberkreide)



schluffiger oder schluffig-toniger Lehm,
z.T. grusig-steinig, 3 — > 20 dm

ll toniger Lehm bis Ton, z.T. steinig, 0 — 10 dm

Ton-, Schluff- und Sandstein oder Kalk- und Kalkmergelstein

**Pseudogley, z.T. Stagnogley und
Braunerde-Pseudogley,**

aus Löß-, Hang- und Hochflächenlehm (Pleistozän, Holozän),
z.T. über älteren Verwitterungsbildungen (Pleistozän, Tertiär),
darunter Festgesteine (Devon, Karbon, Oberkreide); mittlere
bis starke Stau- oder Hangnässe



schluffiger Lehm, stellenweise tonig
oder sandig-kiesig, 3 — 15 dm

Sand und Kies oder Ton-, Schluff- und Sandstein
oder Kalk- und Kalkmergelstein

**Brauner Auenboden (A) und Gley (G), z.T. Auengley,
Naßgley und Anmoorgley,**

meist aus schluffig-lehmigen, stellenweise aus tonigen oder
sandigen Fluß- und Bachablagerungen (Pleistozän, Holozän),
darunter z.T. Sand und Kies der Niederterrasse (Pleistozän)
oder Festgesteine (Devon, Karbon, Oberkreide); mittlerer
Grundwasserstand 4 — 20 dm unter Fluß



Torf 3 — 15 dm

schluffiger bis toniger Lehm, z.T. grusig-steinig

Niedermoor und Hochmoor, z.T. Moorgley,

aus Nieder- bzw. Hochmoortorf (Holozän) über Bach-
ablagerungen (Pleistozän, Holozän) oder Hang- und Hoch-
flächenlehm (Pleistozän); mittlerer Grundwasserstand
0 — 4 dm unter Fluß



**Auf- und Abtragsflächen, Steinbrüche, Halden,
Schutt- und Müllkippen**

10.3. Bodengesellschaft des Möhnetals

Im Möhnetal ist eine verhältnismäßig breite, ebene Talaue ausgebildet, die den natürlichen Überflutungsbereich des Flusses darstellt und, da dieser nicht eingedeicht ist, auch mit gewisser Regelmäßigkeit überflutet wird. Die Auenablagerungen bestehen überwiegend aus tonig-schluffigem Feinsand von durchschnittlich 1 – 1,5 m Mächtigkeit, der kalkfrei und teilweise humos gebändert ist und stellenweise an der Basis tonige Schluffschichten über den Schottern der Niederterrasse aufweist. Bodentypologisch sind vorwiegend Braune Auenböden entwickelt, die teilweise randlich – im Verlauf ehemaliger Altwasserrinnen – von Auengleyen begleitet werden. Diese Böden setzen sich auch in den Verebnungsbereichen der südlichen Nebentäler der Möhne (Biber, Glenne und Westerbach) noch fort. Der Grundwasserspiegel kommuniziert weitgehend mit den Fluß- und Bachwasserständen und liegt während der Vegetationsperiode meist tiefer als 1,3 m unter Flur.

11. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ADEMME, F., & ROTERS, F. A. (1979): Geschichte des Eisenerzbergbaus in Warstein. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 241–246, 3 Abb.; Heidelberg.
- ARNOLD, H. (1960): Morphologische Probleme an der oberen Möhne. – Z. dt. geol. Ges., **111** (1959): 746; Hannover.
- (1964): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599–610, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- BEHR, H. J., & HESS, H., & OEHLSCHEGEL, G., & LINDENBERG, H. G. (1979): Die Quarzmineralisation vom Typ Suttrop am N-Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein); 205–231, 13 Abb.; Heidelberg.
- BEHR, H. J., & HORN, E. E. (1983 a): Verkieselungsprozesse und die Genese stromatolithischer Eisenkieselvorkommen in der Kreideauf Lagerung des Rheinischen Schiefergebirges. – Fachsektion Lagerstättenforschung in der GDMB, Vortr.-Kurzfass. Jahrestag. 1983 in Warstein (Sauerland) vom 12.-16. April: 2 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- , & –, (1983 b): Unterscheidungskriterien für Mineralisationen des variskischen und postvariskischen Zyklus, die aus der Analyse fluider Einschlüsse gewinnbar sind. – Fachsektion Lagerstättenforschung in der GDMB, Vortr.-Kurzfass. Jahrestag. 1983 in Warstein (Sauerland) vom 12.-16. April: 2 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- BEHR, H. J., & OEHLSCHEGEL, G. (1976): Mikrothermometrische Untersuchungen an Suttroper Quarzen. – Fortschr. Mineral., **54** (1): 8; Stuttgart.
- BEHR, H. J., & OEHLSCHEGEL, G., & RUMMEL, F. (1977): Thermally induced deformations in quartz single crystals with oriented anhydrite inclusions. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Mh., **1977**: 320–323, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BÖMER, A. (1891): Beiträge zur Kenntnis des Quarzes. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **7**: 516–555, 6 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- BOSUM, W., & KIND, E. G. (1972): Die magnetische Anomalie von Soest. – Z. Geophysik, **38**: 749–765, 7 Abb.; Würzburg.
- BRAUN, F. J. (1964): Die „grünen“ und „blauen“ Werksteinbänke von Anröchte und Klieve aus den Scaphitenschichten der Turonserie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 479–486, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BÜRGENER, M. (1963): Geographische Landesaufnahme 1:200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. – 94 S., 3 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Forsch.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- CLAUSEN, C.-D. (1978), mit Beitr. von FUCHS, W., & GWOSDZ, W., & JÄGER, B., & KAMP, H. VON, & KREBS, W., & REHAGEN, H.-W., & SCHERP, A., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4814** Lennestadt: 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

- (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 113–124, 4 Abb.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577–589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 241–319, 6 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & JÖDICKE, H., & TEICHMÜLLER, R. (1982): Geklärte und ungeklärte Probleme im Krefelder und Lippstädter Gewölbe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 413–432, 2 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & KORN, D., & UFFENORDE, H. (1979): Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 47–68, 4 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1979 a): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 1–32, 9 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- , & - (1979 b): Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 253–266, 1 Tab., 1 Kt.; Heidelberg.
- , & - (1982): Stratigraphie, Fazies und Altersstellung der paläozoischen Sedimente der Bohrung Soest-Erwitte 1/1a. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 99–143, 6 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & SCHAEFFER, R. (1983): Postvaristische Mineralisation im Raume Warstein-Brilon (NE Sauerland). – Fachsektion Lagerstättenforschung in der GDMB, Exkursionsführer zur Exkursion A2 am 13. April, Jahrestag. 1983 in Warstein (Sauerland) vom 12. – 16. April: 91–122, 2 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- DECHEN, H. VON (1850): Ueber die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **7**: 186–208; Bonn.
- (1855): Geognostische Uebersicht des Regierungs-Bezirks Arnsberg. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **12**: 117–225; Bonn.
- (1884): Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. – Erl. geol. Kt. Rheinprov. u. Prov. Westfalen, **2**: 933 S.; Bonn (Henry).
- DENCKMANN, A. (1894): Clymenien-Quarzite und -Hornsteine bei Warstein i. W. – Z. dt. geol. Ges., **46**: 481–482; Berlin.
- (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. [f. 1894], **15**: 8–64, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern (DVGW) (1975): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete, Arb.-Bl. W 101. – 12 S.; Frankfurt/M. (DVGW).

- DIN 18300, Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vorschriften für Bauleistungen, Erdarbeiten (1974). – 11 S.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- EBERT, A. (1961), mit Beitr. von DAHM, H.-D., & SCHERP, A.: Erläuterungen zu Blatt 4616 Eversberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4616** Eversberg: 107 S., 6 Abb., 4 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- (1968), mit Beitr. von DAHM, H.-D., & MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W., & SCHERP, A., & SIEBERT, G.: Erläuterungen zu Blatt 4716 Bödefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4716** Bödefeld: 111 S., 14 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Krefeld.
- EBHARDT, G., & MEIBURG, P. (1979): Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 93–111, 12 Abb.; Heidelberg.
- FRICKE, K. (1967), mit Beitr. von GRABERT, H., & ZIEGLER, W.: Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natrium-Chlorid-Wasser 1963. – Geol. Jb., **84**: 735–754, 5 Abb.; Hannover.
- GRAHMANN, R. (1958): Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forsch. dt. Landeskd., **104** (2): 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Remagen.
- HEINKE, H.-J., & LEUTERITZ, K., & STOPPEL, D. (1979): Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 69–84, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Heidelberg.
- HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtgvor und Essentho. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105** (1): 79–112, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1963): Zur Frage der Anwendbarkeit chemisch-feinstratigraphischer Methoden in der Oberkreide am Nordostrand des Sauerlandes zwischen Möhnetalsperre und Altenbecken. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Festb. LOTZE), **117**: 135–146, 4 Abb.; Stuttgart.
- HEITFELD, K.-H. (1965): Hydro- und baugelologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. – Geol. Mitt., **5**: 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf.; Aachen.
- HOYER, P., & CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & TEICHMÜLLER, R., & THOME, K. N. (1974): Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **24**: 161–172, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110**: 186–392, 25 Abb., 22 Taf., 6 Beil.; Stuttgart.
- KALKREUTH, W. (1979): Das Inkohlungsbild des Ostsauerländer Hauptsattels im Rhenoheryzynikum mit besonderer Berücksichtigung der Trendflächenanalysen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 277–321, 13 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KARL, R., & MANTHEY, W., & SCHUSTER, K. (1965): Gesteinsphysikalische Parameter. – Freiburger Forsch.-H., **C197**: 1–76, 10 Abb., 18 Tab.; Leipzig.
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.:89–95, 6 Abb.; Hannover.

- KOCH, M., & MICHEL, G. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung durch Kalksteinabbau im Raum Warstein. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 441–449, 3 Abb.; Hannover.
- , & – (1979): Der Warsteiner Massenkalk – Hydrogeologie und Wasserwirtschaft. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 125–145, 9 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- KOCH, M., & MICHEL, G., & SCHRÖTER, H. (1974): Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalk-Gebiets (Nordöstliches Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 195–214, 4 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KORITNIG, S. (1961 a): Einschlüsse in schwebend gebildeten Quarzen von Suttrop / Warstein und Dietlingen / Pforzheim. – Aufschluß, **12**: 298–300, 2 Abb.; Göttingen.
- (1961 b): Einschlüsse in Suttroper Quarzen. – Beitr. Mineral. Petrol., **8**: 21–27, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1971): Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. – VIII. internat. Sediment. Congr. 1971, Heidelberg: 45–81, 32 Abb., 4 Tab.; Frankfurt/M. (Kramer).
- (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Palaeontologists and Mineralogists, spec. publ., **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1979): Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 33–45, 10 Abb.; Heidelberg.
- KRETZSCHMAR, M. (1982): Fossile Pilze in Eisen-Stromatolithen von Warstein (Rheinisches Schiefergebirge). – Facies, **7**: 237–260, 4 Abb., 4 Taf.; Erlangen.
- KRONBERG, P. (1958): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Devon und Kulm des nordöstlichen Sauerlandes. – Diss. F. U. Berlin: 63 S., 8 Abb., 2 Taf., 3 Prof., 1 Kt.; Berlin.
- KRONBERG, P., & PILGER, A., & SCHERP, A., & ZIEGLER, W. (1960): Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3,1**: 1–46, 13 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- KÜHNE, F. (1938), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Arnsberg-Nord. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000: 36 S., 7 Tab., 1 Taf.; Berlin [2. Auf.: Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf., 4514 Möhnesee; Krefeld 1977].
- LIEBSCHER, H.-J. (1970): Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags-, Boden- und Bewuchsverhältnissen. – Wasserwirtschaft, **60**: 168–173, 8 Abb., 4 Tab.; Essen.
- LOTZE, F. (1961): Zur Geologie des westfälischen Karstes. – Jh. Karst- u. Höhlenkde., **2**: 3–28, 6 Abb.; München.
- MEIBURG, P. (1979): Kreide-Transgression und Paläokarst im Gebiet der Warsteiner Karbonat-Plattform (Westfalen). – In: Aspekte der Kreide Europas. – IUGS, (A) **6**: 364–384, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- MEIBURG, P., & HÜGEL, P., & MARZELA, C., & ROTERS, F. A. (1977): Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, **28**: 457–507, 37 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.

- MEIBURG, P., & STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 143–178, 25 Abb.; Heidelberg.
- MEISCHNER, K.-D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. – C. R. 6. Congr. internat. Strat. Geol. Carbonif., Sheffield 1967, **3**: 1169–1180, 3 Abb.; Sheffield.
- MENDEL, H. G., & UBELL, K. (1973): Der Abflußvorgang. – Dt. gewässerkd. Mitt., **17**: 33–39 u. 85–91, 5 Abb.; Koblenz.
- MICHEL, G. (1980): Die Isotopenmethoden aus der Sicht eines Hydrogeologen – Erfahrungen, Erfolge, Enttäuschungen. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **31**: 486–487; Köln.
- MIRTSCHING, A. (1974): Geothermik und Tektonik. – Zbl. Geol. Paläont., (1) **1972** (9/10): 527–537, 1 Tab.; Stuttgart.
- MUCHOW, S. (1965 a): Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Bonn. – [Unveröff.]
- (1965 b): Über die Beziehung zwischen Flinzschichten und Massenkalk im Warsteiner Sattel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 723–730, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). – Wasserwirtsch., **41** (Sonderh. Vortr. Tag. gewässerkd. Anst. am 13./14.9.1950 in München): 12–14; Bielefeld.
- NEY, P., & SCHERP, A. (1968): Exkursionsführer zur Nachexkursion Sauerland. – 46. Jahrestag. Dt. Mineral. Ges. Köln 1968: 28 S., 1 Abb., 1 Kt.; Köln.
- NICOLAUS, H.-J. (1958): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Göttingen: 119 S., 5 Abb., 15 Taf.; Göttingen.
- (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.
- OBENAUER, K. (1954): Über schwebend gebildete Quarze von Warstein im Sauerland. – Aufschluß, **5**: 178–185, 7 Abb., 3 Tab.; Göttingen.
- (1973): Zum Aufbau der Warsteiner Quarze. – Aufschluß, **24**: 269–273, 2 Abb.; Göttingen.
- OVERBECK F. (1950): Die Moore Niedersachsens. – Geol. u. Lagerst. Niedersachsen, **3** (4. Abt.): 122 S., 56 Abb., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [2. Aufl.]
- PAECKELMANN, W. (1924): Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve in Westfalen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 51–97, Taf. 4–5; Berlin.
- (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Brilon. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25000: 67 S., 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- PAPROTH, E., & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (8): 469–493, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- PATTEISKY, K. (1959): Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-westfälischen Karbongebietes. – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, **14**: 66 S., 18 Abb., 14 Taf.; Herne.

- PLESSMANN, W. (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **115**: 650–663, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**: 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- RICHTER, G. (1936–1940): Aufnahmeberichte zu Blatt 4515 Hirschberg. – 20 S., 1 Abb., 1 Kt. 1: 25 000; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1944): Bericht über die in den Jahren 1938–40 durchgeführten Untersuchungsarbeiten auf Eisenerze in der Umgebung von Warstein/Westfalen. – 29 S., 3 Abb., 10 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- RICHTER-BERNBURG, G. (1953): Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **104**: 94–98, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- RITZEL, A. (1972): Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lippstadt. – Beitr. Heimatk. Kr. Lippstadt, **4**: 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Lippstadt (C. J. Laumanns).
- ROEMER, C. F. (1854): Die Kreidebildungen Westphalens. Eine geognostische Monographie. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Abh. **11**: 29–180, 2 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- ROTTERS, F. A. (1973): Die Bilsteinhöhlen in Warstein. – 14 S., 4 Abb.; Warstein (Hennecke).
- SCHAEFFER, R. (1979): Bleiglasurerzgänge im Warsteiner Karbonatgebiet und seiner näheren Umgebung, Gangausbildung und Mineralführung. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 233–240, 3 Abb.; Heidelberg.
- (1983): Die saxonische Mineralisation im Sauerland und ihre Paragenese. – Fachsektion Lagerstättenforschung in der GDMB, Vortr. – Kurzfass. Jahrestag. 1983 in Warstein (Sauerland) vom 12.–16. April: 2 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1923): Über Fossley, Étroeungt und verwandte Fragen. – Eine Erwiderung an Herrn PAECKELMANN. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1923**: 214–221, 246–254; Stuttgart.
- (1927): Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **78**: 88–133, 5 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belege. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**: 254–339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 98–171, 5 Abb., 3 Taf.; Berlin.
 - (1934): Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgegend von Arnsberg in Westfalen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 440–461, 86 Abb.; Berlin.
- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. Ein Beitrag zur Tertiärmorphologie im Rheinischen Schiefergebirge. – Bochumer geogr. Arb., **22**: X u. 156 S., 24 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Paderborn (Schöningh).
- SCHNEIDER, H. (1961): Die Grundwasserneubildung. – Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, **12**: 285–292, 321–328, 358–368, 14 Abb.; Berlin.

- SCHNEIDER, W. (1973 a): Einige Beobachtungen zur Diagenese in den devonischen Karbonatkomplexen des ostrheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung der Quarzbildung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (4): 231 – 257, 16 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- (1973 b): Ein weiterer Beitrag zur Entstehung verschiedener Generationen authigener Quarze in der Umgebung von Suttrop/Sauerland. – Aufschluß, **24**: 33 – 38, 5 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
 - (1977): Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – Geol. Jb., **D 21**: 3 – 107, 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt., viele Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Land Nordrh.-Westf.).
- SCHRIEL, W. (1954): Der Briloner Galmei-Distrikt. – Z. dt. geol. Ges., **106**: 308 – 349, 7 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- (1959): Zusammenhänge alter (variscischer) und junger (tertiärer) Erzparagenesen, geschildert anhand von Blei-Zinklagerstätten am Nord- und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Freiburger Forsch.-H., **C 57**: 125 – 150, 19 Abb.; Freiberg.
- SCHULZ, E. (1890): Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon, Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. – 252 S.; Bonn (Marcus).
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb-Coniac, SE-Münsterland). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 85 – 92, 6 Abb.; Heidelberg.
- SPEETZEN, E., & EL-ARNAUTI, A., & KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **145** (2): 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- STACH, E., & MACKOWSKY, M. TH., & TEICHMÜLLER, M., & TAYLOR, G. H., & CHANDRA, D., & TEICHMÜLLER, R. (1982): STACHs Textbook of Coal Petrology. – 3. Aufl.: 420 S., 159 Abb., 39 Tab., 1 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **5**: 119 S., 56 Abb., 7 Taf.; Münster.
- STRUCKMEIER, W. (1974): Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (cu II α) des Warsteiner und Belecker Sattels (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Braunschweig: 81 S., 49 Abb., 5 Taf., 3 Kt.; Braunschweig. – [Unveröff.]
- (1982): Zur Geochemie, Mikroskopie und paläogeographischen Deutung der Liegenden Alaunschiefer (Dinantium II α) und eingelagerter Phosphorite im Belecker und Warsteiner Sattel (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 321 – 339, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- 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., & 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.

- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit – Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge. – Westf. geograph. Stud., **36** (Quartärgeologie): 21–40, 9 Abb.; Münster.
- TIMMERMANN, O. (1959): Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Flußnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. – Z. Geomorphol., N. F., **3**: 63–84, 7 Taf.; Berlin.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **152**: 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1977 a): Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **153** (2): 253–281, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
 - (1977 b): Zur Diskussion um den „Kallenhardt-Kalk“. – Nachtrag zum Exkursionsprotokoll. Niederschrift über die Veranstaltung der Subkommission für Karbonstratigraphie vom 19.–21.5.1977 in Warstein-Hirschberg: 16; Kamp-Lintfort. – [Unveröff.]
- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141** (2): 222–257, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1975): Über die Beziehungen zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975** (7): 437–447, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. – Forsch. dt. Landeskd., **104** (2): 47–54, 2 Abb.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- ZÖLLNER, P. (1928): Der Grünsandstein von Rüthen. – Steinbruch u. Sandgrube, **29** (27. Jg.): 691–693, 1 Abb.; Halle.
- Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk (1975): 40 Jahre Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk in Erwitte – ein Rückblick und Ausblick. – 32 S., 14 Abb.; Erwitte.

Karten

- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4714 Arnsberg (1981); Bearb. KAMP, H. VON
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4514 Möhnesee (1978), Bearb. KÜHNE, F. – [2. Aufl.]
Blatt 4615 Meschede (1968), Bearb. THOME, K.
Blatt 4616 Eversberg (1961), Bearb. EBERT, A.
Blatt 4716 Bödefeld (1963), Bearb. EBERT, A.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern
1:25 000, m. Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4517 Alme (1936), Bearb. PAECKELMANN, W., & KÜHNE, F.
Blatt 4617 Brilon (1936), Bearb. PAECKELMANN, W.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – 77 Kt., 10 Taf. m. Erl.; Offenbach (Dt. Wetterdienst).
- Vegetation – Potentielle Vegetation – (1972). – Deutscher Planungsatlas, **1** (3): 1 Kt. 1:500 000, m. Erl. u. Leg. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. TRAUTMANN, W.; Hannover (Jänecke).