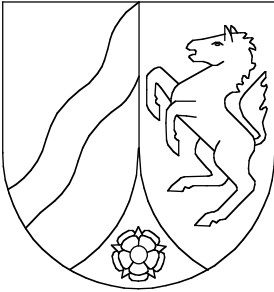


# Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



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

Erläuterungen

4216 Mastholte





Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

# Erläuterungen zu Blatt 4216 Mastholte

Von  
KLAUS SKUPIN

Mit Beiträgen von HILDEGARD MASLOWSKI, GERT MICHEL, GERHARD MILBERT  
und ULRICH PAHLKE



Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4216	153 S.	16 Abb.	12 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1996
---	------	------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1996 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen  
Postfach 10 80 · D-47710 Krefeld

Bearbeiter:	Dipl.-Geol.'in H. MASLOWSKI	Geologisches Landesamt
	Dipl.-Ing. agr. Dr. G. MILBERT	Nordrhein-Westfalen
	Dipl.-Geogr. Dr. U. PAHLKE	De-Greiff-Straße 195
	Dipl.-Geol. Dr. K. SKUPIN	D-47803 Krefeld
	Dipl.-Geol. Prof. Dr. G. MICHEL	Dreeschen 36
		29451 Dannenberg (Elbe)

Redaktion: Dipl.-Geol.'in B. GROSS-DOHME

Druck: ALWO druck Arretz GmbH · Krefeld

Gedruckt auf chlorfrei und zu 50 % aus recycletem Material hergestelltem Papier.

ISBN 3-86029-093-2

# INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
<b>1 Vorbemerkungen</b> .....	11
<b>2 Überblick</b> .....	12
2.1 Geologischer Überblick .....	12
2.2 Geographischer Überblick .....	14
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung .....	14
2.2.2 Gewässernetz .....	16
2.2.3 Klima .....	17
<b>3 Schichtenfolge</b> .....	19
Paläozoikum .....	20
3.1 Devon .....	20
3.2 Karbon .....	21
3.2.1 Unterkarbon (Dinantium) .....	21
3.2.2 Oberkarbon (Silesium) .....	22
Mesozoikum .....	22
3.3 Kreide .....	23
3.3.1 Unterkreide .....	23
3.3.1.1 Mittel- und Oberalb (krmo) .....	23
3.3.2 Oberkreide .....	24
3.3.2.1 Cenoman (krc) .....	26
3.3.2.2 Turon (krt) .....	27
3.3.2.2.1 Rotpläner und <i>labiatus</i> -Schichten .....	28
3.3.2.2.2 <i>lamarcki</i> -Schichten .....	28
3.3.2.2.3 <i>striatoconcentricus</i> -Schichten .....	28
3.3.2.3 Coniac .....	29
3.3.2.3.1 Unterconiac ( <i>schloenbachi</i> -Schichten) (krcc1) .....	29
3.3.2.3.2 Mittel- und Oberconiac (krcc2-3) .....	30
3.3.2.4 Santon .....	30
3.3.2.4.1 Untersanton (krsa1) .....	31
3.3.2.4.2 Unteres Mittelsanton (krsa2) .....	31
3.3.2.4.3 Oberes Mittelsanton (krsa3) .....	31
3.3.2.4.4 Obersanton (krsa4) .....	32
3.3.2.5 Campan .....	33
3.3.2.5.1 Untercampan (krca1) .....	33
Känozoikum .....	34
3.4 Tertiär .....	34
3.5 Quartär .....	34
3.5.1 Pleistozän .....	34
3.5.1.1 Elster-Kaltzeit .....	36
3.5.1.1.1 Ältere Mittelterrasse 1 (Mä1) .....	36
3.5.1.2 Holstein-Warmzeit .....	38
3.5.1.2.1 Unterer Schneckensand (qho) .....	39
3.5.1.3 Saale-Kaltzeit .....	41
3.5.1.3.1 Drenthe-Stadium .....	41
3.5.1.3.1.1 Oberer Schneckensand (D,,p) .....	41
3.5.1.3.1.2 Vorschütt sand und Beckenschluff (D,S,gf(1)) .....	44

	Seite
3.5.1.3.1.3 Grundmoräne (D,Mg) .....	45
3.5.1.3.1.4 Periglaziale Strukturen .....	48
3.5.1.3.2 Warthe-Stadium .....	49
3.5.1.4 Eem-Warmzeit .....	49
3.5.1.5 Weichsel-Kaltzeit .....	49
Bach- und Flußablagerungen .....	50
3.5.1.5.1 Obere Niederterrasse .....	50
3.5.1.5.1.1 Knochenkies (N,Kn) .....	51
3.5.1.5.1.2 Sand-Schluff-Wechselfolge (N,S/U) .....	53
3.5.1.5.1.3 Schluff-Folge (N,U) .....	54
3.5.1.5.1.4 Talsand (N,S; N,Sl) und Talkies (N,G) .....	56
3.5.1.5.2 Alleröd-Interstadial .....	58
3.5.1.5.3 Uferwall (w,S,sw) .....	60
3.5.1.5.4 Untere Niederterrasse (Nu) .....	61
Windablagerungen .....	63
3.5.1.5.5 Älterer Flugsand (,S,a(1)) .....	65
3.5.1.5.6 Ältere Dünen (,d(1)) .....	66
Chemische Bildungen und Verschwemmungsablagerungen .....	67
3.5.1.5.7 Wiesenmergel und Wiesenkalk (,Mw; ,Kw) .....	67
Windablagerungen .....	68
3.5.1.5.8 Flugsand, ungegliedert (,S,a) .....	68
3.5.1.5.9 Flugsand, schluffig (,Sl,a) .....	68
3.5.1.5.10 Periglaziale Strukturen .....	70
3.5.2 Holozän .....	71
Verschwemmungsablagerungen .....	71
3.5.2.1 Abschwemmassen (Schwemmsand) (,S,u) .....	72
Windablagerungen .....	72
3.5.2.2 Jüngerer Flugsand (,S,a(2)) .....	73
3.5.2.3 Jüngere Dünen (,d(2)) .....	74
Bach- und Flußablagerungen .....	75
3.5.2.4 Auenterrasse (qhA) .....	75
3.5.2.5 Auensand und Auensand, schluffig (,S,ta; ,Sl,ta) .....	76
3.5.2.6 Auenlehm (,L,ta) .....	77
Moorbildungen .....	78
3.5.2.7 Niedermoor (,Hn) .....	79
3.5.2.8 Anmoor (,Hm) .....	79
3.5.2.9 Raseneisenstein (,Er) .....	79
3.5.2.10 Künstliche Aufschüttung (,y) .....	80
<b>4 Gebirgsbau</b> .....	<b>81</b>
4.1 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrundes .....	81
4.2 Lagerungsverhältnisse des Kreide-Deckgebirges .....	83
4.3 Störungen .....	84
<b>5 Erd- und Landschaftsgeschichte</b> .....	<b>86</b>
<b>6 Nutzbare Lagerstätten</b> .....	<b>89</b>
6.1 Steine und Erden .....	90
6.1.1 Geschiebelehm und Geschiebemergel .....	90
6.1.2 Sand und Kies .....	90

	Seite
6.1.3 Torf .....	93
6.2 Erze .....	93
<b>7 Hydrogeologie (H. MASLOWSKI)</b> .....	<b>93</b>
7.1 Hydrogeologischer Überblick .....	94
7.2 Grundwasserneubildung .....	98
7.3 Grundwasserbeschaffenheit .....	100
7.4 Grundwassergewinnung und Wasserversorgung .....	103
7.5 Bad Waldliesborn und seine Sole (G. MICHEL) .....	105
<b>8 Ingenieurgeologie (U. PAHLKE)</b> .....	<b>108</b>
8.1 Festgesteine .....	108
8.2 Lockergesteine .....	108
8.2.1 Lockergesteine des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns .....	109
8.2.2 Lockergesteine der Lippe- und Emsniederung .....	110
8.3 Allgemeine Hinweise .....	111
<b>9 Böden (G. MILBERT)</b> .....	<b>111</b>
9.1 Gley und Naßgley in Hanglage aus Flugsand über Oberem Schnecken- sand, Vorschütt sand, Talsand und Tonmergelsteinen des Santons .....	113
9.2 Braunerde und Pseudogley, überwiegend aus Flugsand, über Älterer Mittelterrasse 1, Oberem Schneckensand, Vorschütt sand, Grund- moräne und Tonmergelsteinen des Santons .....	114
9.3 Gley und Podsol-Gley aus Flugsand über Grundmoräne .....	114
9.4 Gley-Braunerde aus schluffigen und schluffig-sandigen Ablagerungen der Oberen Niederterrasse, örtlich mit Überdeckung aus stark schluffigem Flugsand .....	115
9.5 Gley, Pseudogley-Gley und Gley-Pseudogley aus schluffigen und schluffig- sandigen Ablagerungen der Oberen Niederterrasse, örtlich mit Über- deckung aus stark schluffigem Flugsand .....	115
9.6 Gley und Podsol-Gley, örtlich Gley-Podsol, aus Sanden der Niederterrassen .....	115
9.7 Gley und Podsol-Gley, örtlich Gley-Podsol, aus geringmächtigen Flugsanden über Ablagerungen der Niederterrassen .....	116
9.8 Podsol und Gley-Podsol, häufig mit Plaggenauflage, aus Dünen sanden und über 1 m mächtigen Flugsanden sowie aus Sanden des Uferwalls, über unterschiedlichen Ablagerungen .....	116
9.9 Gley, Naßgley und Auengley, örtlich Podsol-Gley, aus Ablagerungen der Auenterrasse und Auensand .....	117
9.10 Gley und Pseudogley-Gley, Naßgley, Brauner Auenboden und Auengley, örtlich Anmoorgley, aus schluffigem Auensand und Auenlehm, örtlich aus Abschwemmassen .....	117
9.11 Niedermoor, Moorgley und Anmoorgley, örtlich Naßgley, aus fluviatilen Ablagerungen und Torfbildungen .....	118
9.12 Künstliche Aufschüttungen .....	118
<b>10 Aufschlüsse und Bohrungen</b> .....	<b>118</b>
10.1 Aufschlüsse .....	119
10.2 Bohrungen .....	122
<b>11 Verzeichnis der Schriften und Karten</b> .....	<b>136</b>

<b>Verzeichnis der Abbildungen</b>	<b>Seite</b>
Abb. 1 Lage des Blattgebiets .....	13
Abb. 2 Naturräumliche und landschaftliche Gliederung.....	15
Abb. 3 Geologischer Schnitt durch den tieferen Untergrund .....	18/19
Abb. 4 Flugsand über Grundmoräne, getrennt durch einen allerödzeitlichen Torf, im Bereich Westenholz .....	47
Abb. 5 Engständige Wechselfolge von Schluffen und Sanden innerhalb der Schluff-Folge an der Südflanke des Langenberger Sporns .....	55
Abb. 6 Eben bis flaserig geschichteter, sandig-schluffiger Talsand über kreuzgeschichtetem, sandig-kiesigem Talsand im Bereich Mastholte .....	57
Abb. 7 Sande der Oberen Niederterrasse der Ems mit schluff- und torfgefüllten Taschen eines allerödzeitlichen Tropfenbodens im Bereich Wulfhorst .....	59
Abb. 8 Ablagerung des Uferwalls über Sedimenten der Oberen Nieder- terrasse, getrennt durch einen allerödzeitlichen Tropfenboden, im Bereich Niederdedinghausen .....	61
Abb. 9 Sandig-schluffige Wechselfolge der Unteren Niederterrasse mit Schwemmtorflagen .....	62
Abb. 10 Schluffiger Flugsand über stark kryoturbat verformten, im oberen Teil äolisch beeinflussten Ablagerungen der Schluff-Folge bei Udernhorst .....	69
Abb. 11 Jüngerer Flugsand mit holozänzeitlicher Bodenbildung im Bereich Westenholz .....	73
Abb. 12 Geologische und tektonische Baueinheiten des paläozoischen Untergrundes .....	82
Abb. 13 Strukturkarte des Kreide-Deckgebirges .....	85
Abb. 14 Steine und Erden .....	91
Abb. 15 Hydrogeologische Übersicht .....	96
Abb. 16 Bodenkundliche Übersicht .....	112/113

## **Verzeichnis der Tabellen**

Tab. 1 Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente .....	17
Tab. 2 Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums.....	21
Tab. 3 Gliederung der Kreide .....	24/25
Tab. 4 Gliederung des Quartärs .....	36/37
Tab. 5 Stratigraphische Abfolge im Bereich des Delbrücker Rückens .....	39
Tab. 6 Geröllanalysen von Kiesen des Unteren Schneckensandes .....	40
Tab. 7 Geröllanalysen von Kiesen der Oberen Niederterrasse (Knochenkies) .....	52
Tab. 8 Stratigraphische Gliederung äolischer Ablagerungen .....	64
Tab. 9 Hydrogeologische Klassifikation der quartären Lockergesteine .....	95
Tab. 10 Grundwasseranalysen .....	102/103

Tab. 11	Die Solebohrungen in Bad Waldliesborn .....	105
Tab. 12	Heilwasseranalyse der Solebohrung 1 in Bad Waldliesborn .....	107

### **Verzeichnis der Tafeln in der Anlage**

Taf. 1	Geologische Schnitte
Taf. 2	Karte der Quartär-Basis





# 1 Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 4216 Mastholte gehört zum östlichen Münsterland. Sein Erscheinungsbild wird überwiegend von quartärzeitlichen Ablagerungen geprägt. Die am Südrand der Westfälischen Bucht an der Geländeoberfläche ausstreichenden Kreide-Schichten sind nur an wenigen Stellen, etwa im Bereich ehemaliger Abgrabungen, aufgeschlossen. Morphologisch bedeutendere Erhebungen sind der Delbrücker Rücken im Osten und der Langenberger Sporn im Nordwesten. Dazwischen liegt die mehr oder weniger flachwellige Talsandebene von Lippe und Ems.

Große Teile des Münsterlandes – wie auch das Blattgebiet Mastholte – waren wegen der geologisch wenig interessanten und aus wirtschaftlicher Sicht unergiebigen Verhältnisse lange Zeit von einer geologischen Spezialaufnahme zurückgestellt worden. Unmittelbar nach Kriegsende, im Jahr 1946, nahm F. LOTZE – während seiner Tätigkeit als freier Mitarbeiter am Wasserwirtschaftsamt Lippstadt – als erster das Blattgebiet geologisch auf. In der kurzen Zeit von 1946 bis 1948 hat er noch zehn weitere Blätter im Maßstab 1 : 25 000 geologisch kartiert. Diese unveröffentlichten Manuskriptkarten werden alle im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen aufbewahrt (GRABERT 1972).

Eine eingehendere geologische Bearbeitung erfuhr das Blattgebiet Mastholte erst im Sommer 1953, im Verlauf der Übersichtskartierung für das Blatt C 4314 Gütersloh (1976) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000. Die Ergebnisse sind in dieses Kartenblatt und das dazugehörige Erläuterungsheft (ARNOLD 1977) eingeflossen. Darüber hinaus sind die geologischen Verhältnisse des Blattgebiets auf dem Blatt CC 4710 Münster (Westf.) (1980) der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 in einem größeren regional-geologischen Rahmen dargestellt. Weitere Erkenntnisse über die Beschaffenheit des quartären Untergrundes ergaben sich aus der Erkundung der hydrogeologischen Verhältnisse dieses Raumes durch das Geologische Landesamt (KOCH & MICHEL 1972, 1979) und die Wasserwirtschaftsverwaltung. Auf den Ergebnissen der für den Landesgrundwasserdienst niedergebrachten Bohrungen basiert die erste eingehendere Beschreibung und Gliederung der quartären Schichtenfolge in diesem Gebiet (LOTZE 1951, s. Kap. 10.2: Brg. 4 – 6). Angaben über die Ausbildung und Zusammensetzung der Oberflächenschichten liefern außerdem die nicht veröffentlichten Bodenkarten zur landwirtschaftlichen Standorterkundung im Maßstab 1 : 5 000, das Blatt 4216 Mastholte (COLIN & MERTENS 1970) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 mit Erläuterungen, das Blatt L 4316 Lippstadt (MERTENS 1982) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, die Bodenkarte des Kreises Wiedenbrück 1 : 50 000 (MERTENS 1972) und das Blatt C 4314 Gütersloh (MERTENS & WILL 1977) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000.

Die geologische Feldaufnahme des Kartenblattes Mastholte erfolgte im Zeitraum von 1989 bis 1994 zeitgleich mit Arbeiten auf den südlich und südwestlich benachbarten Blattgebieten 4316 Lippstadt und 4315 Benninghausen.

Zur Erfassung tiefer liegender Quartär-Schichten sowie der darunter folgenden Kreide-Gesteine wurden im Schnitt 8 – 15 m tiefe Schlitzsondierungen sowie 10 – 50 m tiefe Spül- und Rammkernbohrungen niedergebracht. Hinzu kamen 1 – 2 m tiefe Handbohrungen, Grabungen und Schürfe. Einen Großteil der genannten Geländearbeiten führte J. ROTHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) durch. Rund 100 im Archiv des Geologischen Landesamtes vorliegende Schichtenverzeichnisse von Bohrungen zur Erschließung von Trink- und Brauchwasser oder zur Erkundung von Mächtigkeit und Beschaffenheit der Sand- und Kiesvorkommen ergänzten die eigenen Felduntersuchungen. Daneben wur-

den die Ergebnisse weiterer Erkundungsbohrungen von Industrie, Erdbaulabors oder Gemeindeverwaltungen interpretiert und eingearbeitet. Zusammen mit den ab 1959 im Münsterland durchgeführten geoelektrischen Messungen, die vor allem die Grenze Quartär/Kreide erkundeten (KARRENBURG 1973), bildeten die Bohrerergebnisse die Grundlage für den Entwurf der geologischen Schnitte (Taf. 1 in der Anl.) und der Karte der Quartär-Basis (Taf. 2 in der Anl.). Die Tiefenlage des paläozoischen Untergrundes ergab sich aus geoelektrischen Tiefensondierungen (P. WÖRZYK, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) in Verbindung mit den Ergebnissen der Tiefbohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn sowie der Auswertung seismischer Unterlagen.

Eine große Hilfe bei der Umgrenzung und Darstellung der quartären Kartiereinheiten – etwa Flugsande, Dünen, Auenablagerungen – war die rechnergestützte stereoskopische Auswertung von Luftbildern mit Farbinfrarotfilm (Falschfarbenfilm; Bearbeiter H. STAUDE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Bei der Rekonstruktion des ehemaligen Naturzustandes der heute durch Rekultivierungsmaßnahmen oder Besiedlung künstlich veränderten Flächen im Blattgebiet erwies sich der Vergleich mit der topographischen Uraufnahme 1 : 25 000 des Preußischen Topographischen Bureaus aus dem Jahre 1838 (Urmeßtischblatt) und mit der topographischen Neuaufnahme der Königlich Preußischen Landesaufnahme aus dem Jahre 1897 als sehr nützlich.

Zahlreiche Laborberichte (Gesteinsanalysen, mikropaläozoologische Analysen, Pollenanalysen), niedergelegt im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, ergänzen und stützen die Geländeergebnisse. Die Mollusken bestimmte H. SCHÜTT (Düsseldorf-Benrath), die pleistozänen Säugetierreste P. LANSER (Westf. Mus. Naturkde., Münster) und die nordischen Geschiebe J. G. ZANDSTRA (Heemskerk/Niederlande).

## 2 Überblick

### 2.1 Geologischer Überblick

An der Geländeoberfläche sind im Blattgebiet Mastholte ausschließlich quartäre Lockergesteine verbreitet (Abb. 1). Sein paläozoischer Untergrund gehört zur Großbaueinheit der Rheinischen Masse. In einer Tiefe von ca. 650 – 1 000 m unter der Oberfläche des Kreide-Deckgebirges stehen hier Ablagerungen des Karbons und Devons an. Der variscische Faltenbau des nördlichen Sauerlandes mit seinen Südwest – Nordost streichenden Sätteln und Mulden setzt sich bis in das Blattgebiet hinein fort. Im Bereich des Lipstädter Gewölbes, einer querschlägigen Hebungszone im Variscikum und Subvariscikum, kommen die Schichten des Paläozoikums relativ nahe an die Geländeoberfläche heran und sind dort zum Teil bis auf die Schichten des Prädevons angeschnitten (vgl. SKUPIN 1995). Über die mit der Faltung der variscischen Saumsenke in engem Zusammenhang stehenden weiteren tektonischen Bauelemente (z. B. Längs- und Querstörungen, Überschiebungen, Blattverschiebungen, Klüfte) ist nur wenig bekannt, doch sind vermutlich stellenweise kleinere Überschiebungen entwickelt, die bei der Zerschierung der Faltenscheitel entstanden sind (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982).

Der paläozoische Untergrund im Blattgebiet wird von Schichten der höheren Unterkreide und der Oberkreide diskordant überlagert. Ablagerungen aus Perm, Trias und Jura fehlen. Schichten der tiefen Unterkreide sind nur lückenhaft oder in reduzierter Mächtigkeit vorhanden. Vollständige Profile sind erst weiter nördlich und östlich im Randbereich

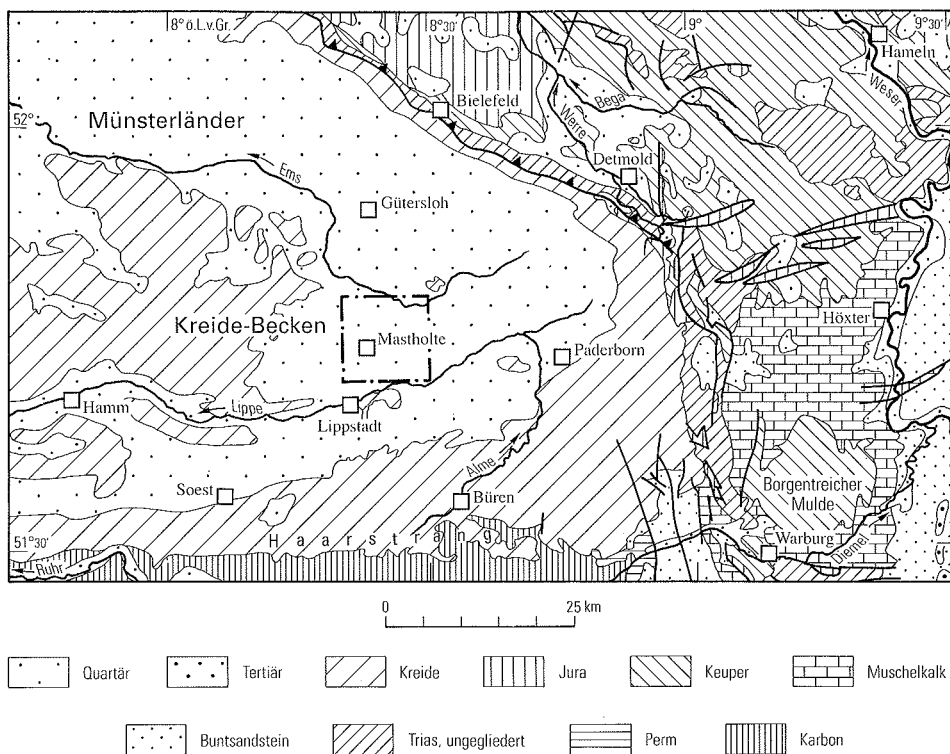


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

der Rheinischen Masse (Teutoburger Wald, Senne) bekannt. Bei den Gesteinen der Oberkreide handelt es sich im wesentlichen um Tonmergelsteine des Coniacs, Santons und Campans, die zusammen mit den in größerer Tiefe liegenden älteren, carbonatreicheren Kreide-Stufen (Cenoman, Turon) eine Mächtigkeit von ca. 300 – 1 000 m erreichen. Im Verlaufe der höheren Oberkreide (Oberturon bis Maastricht) kam es am Nordrand der Rheinischen Masse durch die Einengungsvorgänge der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung zur trogartigen Eintiefung des Untergrundes und einer entsprechenden Verformung der Kreide-Schichten. Im südlichen Vorland des Teutoburger Waldes, dem Zentrum dieser sogenannten „Vorosning-Senke“, besitzen die Kreide-Schichten ein umlaufendes Streichen. Entsprechend dieser Situation streichen die Schichten im Blattgebiet Südwest – Nordost und fallen nach Nordwesten ein.

Während des Tertiärs war das Gebiet Festland. Gegen Ende des Tertiärs hob sich die Rheinische Masse weiter heraus, und die Bruchtektonik lebte erneut auf. Verschiedene alte Verwerfungen des Paläozoikums wurden reaktiviert und setzten sich bis in das Kreide-Deckgebirge hinein fort. Als mögliche tertiärzeitliche Relikte sind stellenweise Verwitterungsbildungen des Kreide-Untergrundes anzusehen. An jüngeren Gesteinsablagerungen blieben vor allem kalt- und warmzeitliche Sedimente des Quartärs erhalten. Von besonderer Bedeutung sind hierbei die Ablagerungen des Schmelzwassers (Vorschütt sand, Beckenschluff) und des Inlandeises (Grundmoräne). Letzteres überdeckte während des Drenthe-

Stadiums der Saale-Kaltzeit das gesamte Blattgebiet. Diese Sedimente werden von fluviatilen Bildungen der Holstein-Warmzeit, frühen Saale-Kaltzeit und Weichsel-Kaltzeit unter- und überlagert. Die mit dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten einhergehende Aufschotterung und Eintiefung der Flüsse hat zur Bildung verschieden alter Flußterrassen geführt. Besonders landschaftsgestaltend ist die breite Talsandebene der Niederterrassen von Lippe und Ems. Entlang der Lippe kommen Uferwälle vor. Windablagerungen sind vielerorts als Flugsanddecken und Dünen erhalten. Auch noch während des Holozäns wurden aus den pleistozänen Sanden Dünen aufgeweht. Die Niederungen der Flüsse sind gekennzeichnet durch Auensedimente sowie Moor- und Anmoorflächen (z. B. „In den Marken“ nördlich der Ems). Heute ist es der Mensch, der mehr und mehr auf die Landschaft einwirkt.

## **2.2 Geographischer Überblick**

Das Gebiet des Blattes Mastholte umfaßt den Ausschnitt zwischen 8°20' und 8°30' östlicher Länge sowie zwischen 51°42' und 51°48' nördlicher Breite. Kommunalpolitisch gehört der nördliche Teil zu den Kreisen Gütersloh und Paderborn des Regierungsbezirks Detmold, der südliche Teil gehört zum Kreis Soest des Regierungsbezirks Arnsberg. Verkehrsmäßig wird das Blattgebiet durch die Bundesstraßen B 55 (Meschede – Gütersloh) und B 64 (Paderborn – Wiedenbrück) erschlossen, die dieses jeweils im äußersten Südwesten und Nordosten durchqueren. Landstädte, Kirchdörfer und Einzelhöfe liegen weit verstreut (Streusiedlungen). Zahllose kleine und größere Waldstücke und Wallhecken im Wechsel mit Wiesen und Ackerflächen geben der Landschaft den für die westfälische Tieflandsbucht typischen Charakter einer Parklandschaft.

### **2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung**

Das Blattgebiet Mastholte gehört zur Westfälischen Tieflandsbucht. Naturräumlich ist es Teil des südöstlichen Ostmünsterlandes mit den Kleinlandschaften der oberen Lippe-niederung und der oberen Ems (Rietberger Emsniederung). Trennendes morphologisches Element zwischen diesen beiden Landschaftsteilen sind die Ost – West gerichteten Auf-ragungen des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns, welche die tiefer lie-genden Ebenen um ca. 10 – 15 m überragen (MEISEL 1959, MÜLLER-WILLE 1966, HOFMANN 1991; Abb. 2). Trotz der morphologischen Erhebungen des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns besitzt der Landschaftsraum insgesamt einen ausgesprochenen Flachlandcharakter. In der einförmigen, von zahlreichen natürlichen Wasserläufen oder künstlich angelegten Be- und Entwässerungsgräben durchzogenen Landschaft sind die Reliefunterschiede nur gering. Obwohl die mittlere Geländehöhe von Westen nach Osten ansteigt, liegt das niedrigste Geländeniveau mit ca. + 74 m NN am Westrand des Blatt-gebiets nur wenig tiefer als die Geländehöhen von rund + 83 m NN an seinem Ostrand. Die mit + 101,0 m NN höchste Erhebung befindet sich im Scheitelpunkt des Delbrücker Rückens südöstlich von Westenholz. Ansonsten wird das tiefer liegende Gebiet durch ein engständig wechselndes Muster von Talauen, Terrassenflächen, Uferwällen, Flugsand-aufwehungen und Einzeldünen belebt, das sich bei unterschiedlichem Bodensubstrat und Grundwasserflurabstand auch hinsichtlich seiner unterschiedlichen natürlichen Vegeta-tion und Nutzung bemerkbar macht.

Neben den fruchtbaren „Sandlößflächen“ des Raumes Ostlangenberg – Benteler (TK 25: 4215 Wadersloh) im Nordwestteil des Blattgebiets werden in den Sandgebieten vor allem die Standorte mit größerem Grundwasserflurabstand – Uferwälle, Flugsand- und eingeeb-

nete Dünenflächen – als Ackerland genutzt. Isolierte Bestände von Nadelhölzern auf Dünenkuppen, kleine Erlenbruchgehölze und Eichen-/Hainbuchengruppen in den Niederungen sowie Stieleichen-/Birkenbestockungen auf den Podsolböden der trockeneren Standorte

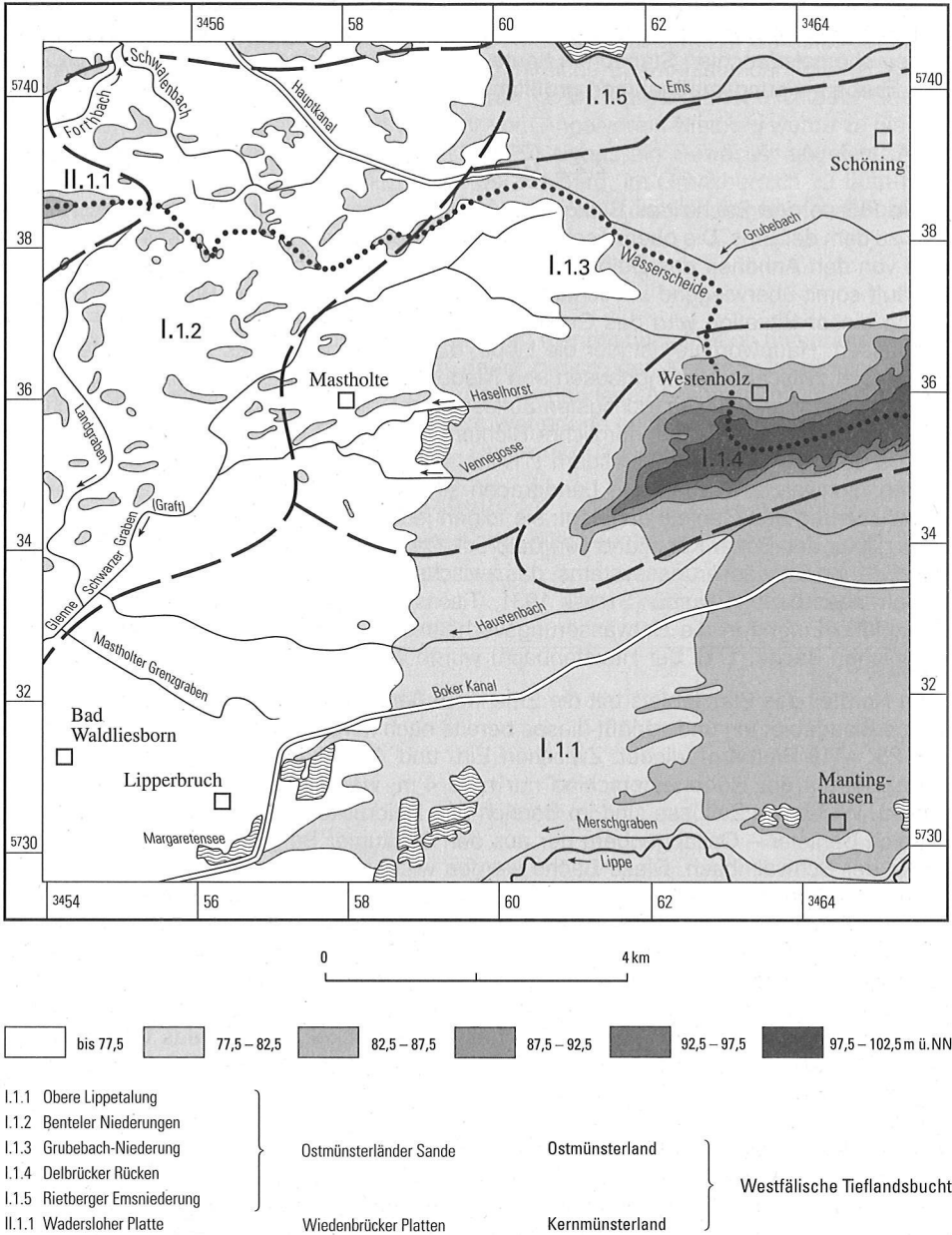


Abb. 2 Naturräumliche und landschaftliche Gliederung

als Reste der natürlichen Vegetation bilden zusammen mit den Weidengehölzen an den Bach- und Wegrändern einen lebhaften Kontrast. Charakteristisch für die Landschaft sind daneben die vielen kleineren und größeren Niedermoor-, Anmoor- und Sumpfflächen, die sich insbesondere im nördlichen und nordwestlichen Blattbereich auf dem dort schluffreichen und damit stärker stauenden Untergrund entwickelt haben. Generell dominiert jedoch auch in den ehemals feuchten Standorten heute das Ackerland, da das Grundwasser im Zuge von Flurbereinigungsmaßnahmen großflächig abgesenkt worden ist.

### 2.2.2 Gewässernetz

Die Flüsse und Bäche des Blattgebiets gehören teils zum Einzugsgebiet des Rheins, teils zu dem der Ems. Die oberirdische Wasserscheide zwischen den beiden Flußsystemen wird von den Anhöhen des Delbrücker Rückens und Langenberger Sporns gebildet und verläuft somit überwiegend in Richtung Ost – West quer durch das Blattgebiet. Entsprechend dieser Situation wird das Gebiet südlich des Delbrücker Rückens zum Rhein hin entwässert. Hauptvorfluter ist hier die Lippe, die, vom Osten in das Blatt eintretend, das Blattgebiet zwischen Mantinghausen und Niederdedinghausen durchquert. Ihr Gefälle ist mit 1,1 ‰ sehr gering. Die wichtigsten Zuflüsse der Lippe sind aus nordöstlicher Richtung der Haustenbach sowie aus nördlicher Richtung Schwarzer Graben und Landgraben, die jeweils über die Glenne bei Liesborn (TK 25: 4215 Wadersloh) ihr Wasser der Lippe zuführen. Schwarzer Graben und Landgraben sind künstliche Gewässer und wurden zur Entwässerung des Gebiets angelegt; sie folgen jedoch alten Entwässerungslinien. Ähnliches gilt für den Boker Kanal und den Delbrück-Cappeler Graben, Reste eines großräumigen Be- und Entwässerungssystems, das zwischen 1850 und 1973 zur Bewässerung der Kanalwiesen benutzt wurde (STÖBER 1931, TIBORSKI 1986). Die Kanäle stellten einen bedeutenden Eingriff in die Entwässerungsverhältnisse der Lippe dar. Ein großer Teil der natürlichen Bäche (z. B. der Haustenbach) wurde vertieft, umgelenkt oder begradigt.

Im Nordteil des Blattgebiets tritt die Ems im äußersten Nordosten im Bereich Schöning in das Blattgebiet ein und verläßt dieses bereits nach kurzem Verlauf bei Schloß Rietberg (TK 25: 4116 Rietberg) wieder. Zwischen Ein- und Austrittsstelle, einer Strecke von ca. 5 km, beträgt der Höhenunterschied nur rund 4 m, was einem Gefälle von 0,8 ‰ entspricht. Wichtigste Zuflüsse sind im Bereich des Delbrücker Rückens der Grubebach, im Bereich Benteler – Ostlangenberg der aus den Beckumer Bergen kommende Forthbach sowie der Schwalmbach. Diese Bäche werden wiederum von zahlreichen kleineren Gewässern gespeist, die teils als natürliche Rinnsale, teils als künstlich angelegte Gräben aus den feuchten und vermoorten Senken hervorgehen, ohne daß eindeutige Quellaustritte zu erkennen sind. In der „Moese-Mastholter Niederung“ zwischen Delbrücker Rücken und Langenberger Sporn gehen die Auen der zur Ems wie zur Lippe führenden Bäche in ihren Oberläufen ineinander über und bilden ein zusammenhängendes Talauensystem. Die Wasserscheide ist dort nur flach und undeutlich entwickelt, so daß das Gebiet keinen geregelten Abfluß hat. Hochwasserereignisse in der Vergangenheit haben deshalb zu Übertritten von Flußwasser der Ems in die Lippeniederung, jedoch nicht umgekehrt (MERTENS & BOLSENKÖTTER 1970), geführt. Über den im Jahre 1855 bis 1860 angelegten Hauptkanal wird die Moese-Mastholter Niederung heute überwiegend zur Ems hin entwässert (MERTENS & BOLSENKÖTTER 1970, KAISER 1993: 96). Durch die weitere gezielte Anlage zahlreicher künstlicher Gräben sowie Begradigungen und Laufverlegungen bestehender Gewässer, mit dem Ziel einer besseren Regulierung und Nutzung des vorhandenen Wasserdargebotes, ist der Grundwasserstand heute auch in anderen Gebieten abgesenkt und die Hochwasser-

gefahr damit reduziert. Laufregulierungen oder -verlegungen haben das ursprüngliche Abflußsystem nachhaltig beeinflußt und zum Teil alte Abflußrinnen vom Wasserstrom abgeschnitten und unkenntlich gemacht (z. B. Forthbach).

Die auf dem Blattgebiet vorhandenen stehenden Gewässer gehen überwiegend auf die Naßabgrabungen der Sand- und Kiesindustrie zurück. Besonders am Nordufer der Lippe sind zwischen Lipperode und Mantinghausen zahlreiche Seen entstanden, die heute entweder zur Naherholung, für Freizeitaktivitäten (z. B. Margaretensee, Albers-See; s. Kap. 6.1.2) oder zum Angeln genutzt werden. Vom Angelverein Rietberg wurde zu diesem Zweck im Bereich Wulfhorst (R 60 150, H 38 920) eigens ein Gewässer angelegt. Auch bei der Wasserfläche um das Schloß Eden bei Rietberg, im Grenzbereich zu Blatt Rietberg, handelt es sich um einen zwischen 1900 und 1904 künstlich angelegten Fischteich innerhalb eines Niedermoorareals (SAKAUTZKY 1965).

## 2.2.3 Klima

Das Blattgebiet gehört zum atlantisch, das heißt maritim beeinflussten Klimabereich. Die jährlichen Temperaturschwankungen sind daher gering, das Klima zeichnet sich durch milde Winter und kühle Sommer aus. Kurzfristig vorhandene Abschnitte mit kontinentalem Klimaeinfluß führen im Sommer zu trockenem Wetter und höheren Temperaturen, im Winter zu niederschlagsarmen Frostperioden. Durch die Lage des Blattgebiets im Regen-

Tabelle 1  
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungs- zeitraum
Jahresniederschlag (mm) (1.1. – 31.12.)	750	1961 – 1990
Winterniederschlag (mm) (1.11. – 30.4.)	355	1961 – 1990
Sommerniederschlag (mm) (1.5. – 31.10.)	395	1961 – 1990
Anteil der Schneemenge am Jahresniederschlag (%)	5 – 10	1931 – 1940
Tage mit Schneefall im Jahr (mindestens 0,1 mm Niederschlag)	20 – 30	1911 – 1940
mittlere Lufttemperatur im Jahr (°C)	9,3	1961 – 1990
mittlere Lufttemperatur im Januar (°C)	1,3	1961 – 1990
mittlere Lufttemperatur im Juli (°C)	17,3	1961 – 1990
Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0°C)	17	1961 – 1990
Frosttage im Jahr (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0°C)	54	1961 – 1990
Sommertage im Jahr (Höchstwert der Temperatur mindestens 25°C)	25	1961 – 1990
Jahresverdunstung (mm)	446	1961 – 1990

schatten der Beckumer Berge dürfte die jährliche Niederschlagsmenge von Westen nach Osten geringfügig ansteigen.

Ansonsten sind die Klimaverhältnisse in dem flachen, morphologisch kaum gegliederten Landschaftsraum wenig unterschiedlich. In den feuchten Niederungen der Flüsse und Bäche ist im Herbst und Winter häufiger mit Talnebel zu rechnen. Die weiten Terrassenflächen der Flüsse sind stark windexponiert. Nach den Angaben der Station Gütersloh im Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960, 1989) und den Angaben zu den Stationen Rietberg und Rietberg-Moese ist mit den in Tabelle 1 zusammengestellten Klimawerten zu rechnen.

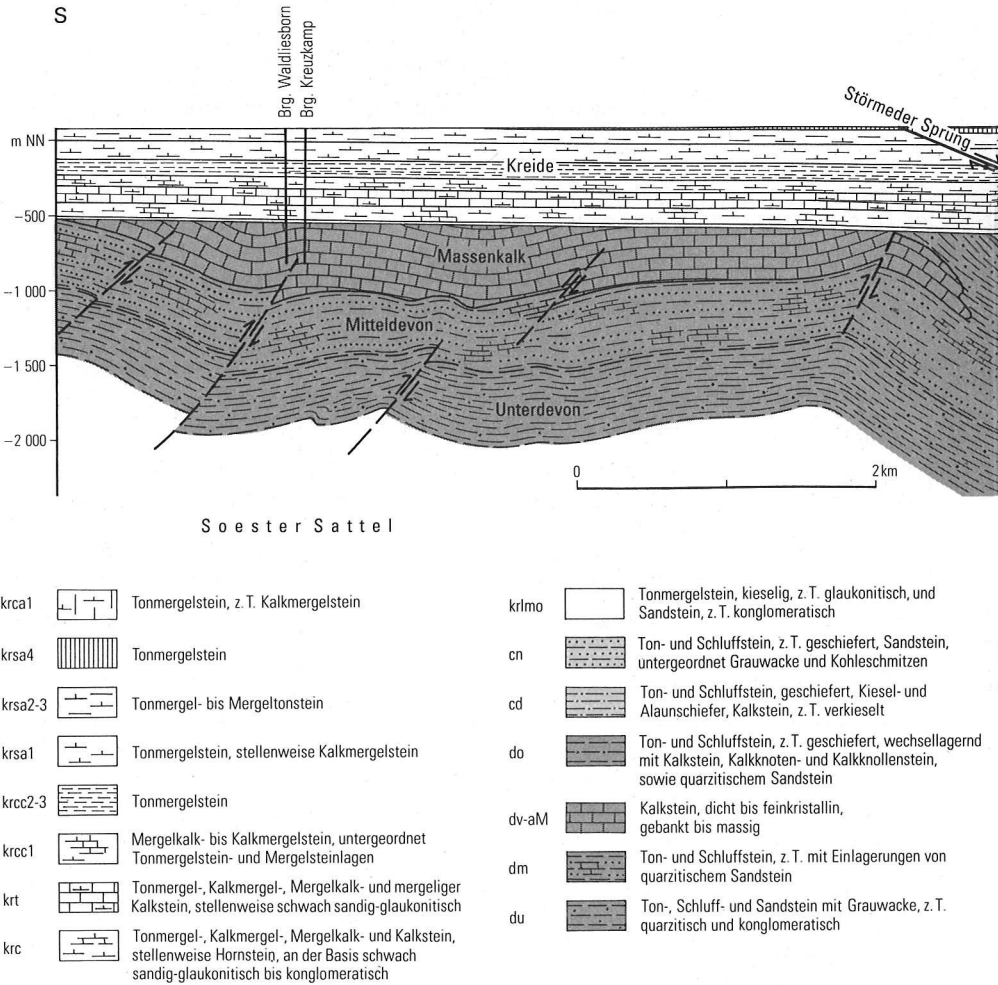
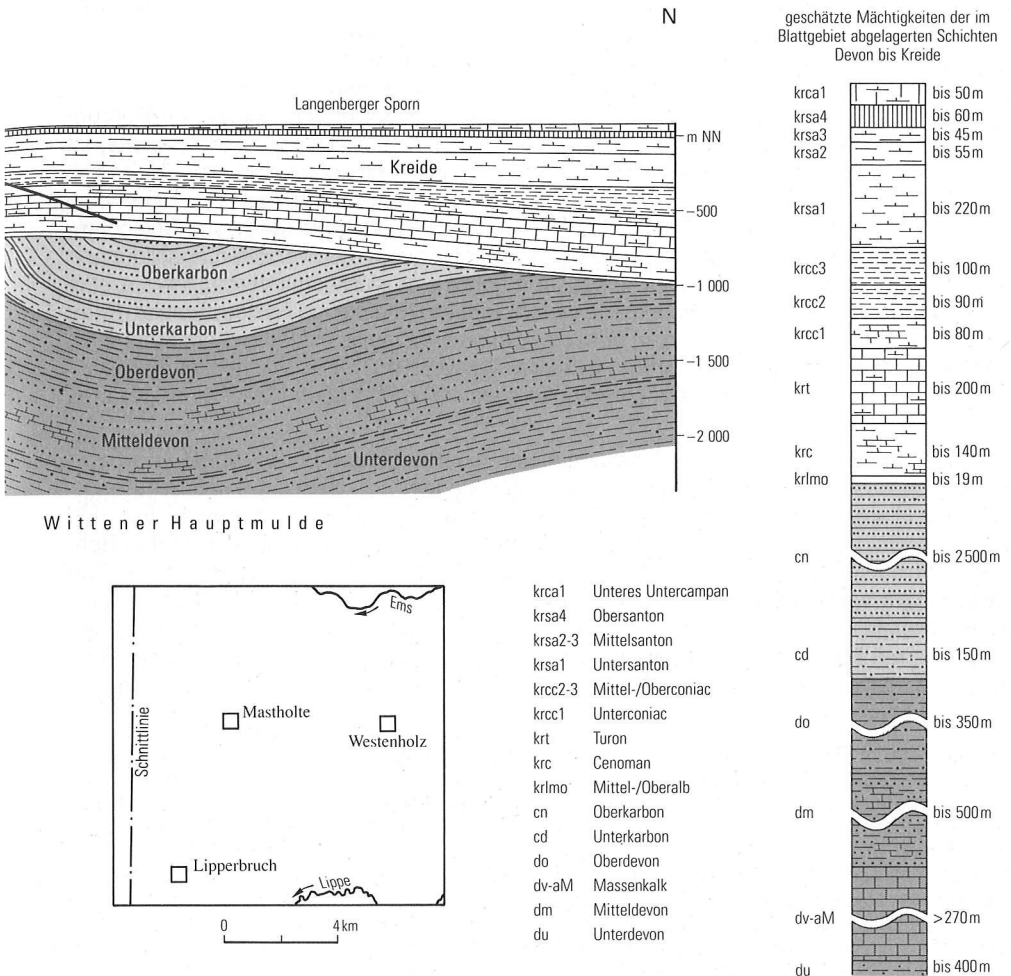


Abb. 3 Geologischer Schnitt durch den tieferen Untergrund



### 3 Schichtenfolge

Die auf der geologischen Karte und in den Schnitten (Abb. 3 u. Taf. 1 in der Anl.) dargestellte Schichtenfolge reicht vom Unterdevon bis zum Quartär. An der Tagesoberfläche stehen nur Gesteine des Quartärs an. Die Kreide-Schichten wurden nur durch Schürfe oder Bohrungen erschlossen. Ablagerungen aus Perm, Trias und Jura sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen. Der paläozoische Untergrund innerhalb des Blattgebiets ist lediglich aus den beiden Tiefbohrungen im Raum Bad Waldliesborn direkt bekannt. Hinzu kommen Hinweise auf dessen Zusammensetzung, Mächtigkeit und Tiefenlage von seismischen und geoelektrischen Untersuchungen.



# Paläozoikum

## 3.1 Devon

Die Kenntnis über das Devon im Untergrund des Blattgebiets stützt sich im wesentlichen auf die beiden eng benachbarten Tiefbohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn in Bad Waldliesborn. Hinzu kommen die in der näheren und weiteren Umgebung niedergebrachten Bohrungen bei Bad Sassendorf, im Raum Lippstadt – Erwitte sowie im Bereich Geseke – Salzkotten. Sie werden teilweise ergänzt durch seismische und tiefengeoelektrische Untersuchungen.

In den Bohrungen Bad Sassendorf 15 (TK 25: 4414 Soest), Erwitter Warte (TK 25: 4316 Lippstadt) sowie Geseke (TK 25: 4317 Geseke) wurden unter dem Kreide-Deckgebirge grüne, rote und graue Tonsteine mit gelegentlichen sandigen und konglomeratischen Einschaltungen angetroffen, die nach LEUTERITZ (1982) am ehesten einem Abschnitt des Unterdevons, etwa den Bunten Ebbe-Schichten des tiefen Unterdevons (Oberes Gedinne) zuzuordnen sind. Nach neueren palynologischen Untersuchungen an Bohrungen im Raum Sassendorf und der Bohrung Soest-Erwitte 1/1a (TK 25: 4415 Anröchte) ist jedoch bei dem dort anstehenden Paläozoikum auch mit einem jüngeren Alter, etwa Mitteldevon, zu rechnen. Die in der Schichtenfolge vorhandenen gröberklastischen Gesteine wurden vermutlich vom nördlichen Vorland geschüttet und auch die für diesen Schichtenabschnitt kennzeichnende Rotschieferfazies ist vermutlich von roten Verwitterungsbildungen des Old Red-Kontinents abzuleiten. Insgesamt handelt es sich somit vermutlich um eine relativ landnahe, sublitorale Bildung des inneren Schelfs (Rheinische Fazies; SCHMIDT 1926, GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979), in dessen Bereich die Zufuhr an klastischem Material in Form einer Deltaschüttung erfolgte (WALLISER & MICHELS 1983). Die Mächtigkeit der Sedimente dürfte im Bereich Lippstadt – Mastholte etwa 400 m betragen (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982).

Ähnlich den Schichten des Unterdevons liegen die Ablagerungen des Mitteldevons im Bereich des südöstlichen Münsterlandes überwiegend in klastischer, mariner Ausbildung vor. Hierbei handelt es sich um bis zu 500 m mächtige graue bis schwarze Ton- und Schluffsteinfolgen mit Einlagerungen von grauen quarzitischen Sandsteinen. In den Bohrungen Kreuzkamp (Kap. 10.2: Brg. 1) und Waldliesborn (Kap. 10.2: Brg. 2) in Bad Waldliesborn wurden zudem mächtige graublaue bis hellgraue Kalksteine, Massenkalkes des höheren Mittel- bis Oberdevons, angetroffen (SCHULTE 1937, FRICKE & WEVELMEYER 1960). Die erbohrten Mächtigkeiten betrugen von der Kreide-Basis bis zur Endteufe in der Bohrung Kreuzkamp 264 m und in der Bohrung Waldliesborn 266 m, ohne daß die Untergrenze erreicht wurde.

Ein aus 706 m Tiefe geborgener Bohrkern aus devonischem Massenkalk der Thermalsolebohrung Waldliesborn (Kap. 10.2: Brg. 2) besteht makroskopisch aus einem dichten, fein- bis mittelkörnigen, dunkel- bis blaugrauen Kalkstein mit Stromatoporen und Korallen. Mikroskopisch handelt es sich bei dem Gestein nach den Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) überwiegend um einen dichten, feinkörnigen Mikrit (89 %) mit einem geringen Anteil an etwas gröberkörnigem, mikroporitisch und sparitisch rekristallisiertem Mikrit und darin eingelagerten Stromatoporen, Brachiopodenschalen und -stacheln sowie untergeordnet Ostracodenresten. An Nichtcarbonaten wurden in geringer Menge feinkörniger Quarz, untergeordnet Muskovit, zum Teil authigener, akzessorischer Pyrit und eine Spur kohlige Substanz nachgewiesen. Nach diesem Befund liegt ein schwach schluffiger, fossilführender, teilweise zu Mikroporit und Sparit rekristallisierter Mikrit vor.

An Fossilien wurden die beiden Stromatoporenarten *Actinostroma cf. hebbornense* NICHOLSON und *Stachyodes radiata* Lecompte (Bestimmung R. BIRENHEIDE, Forsch.-Inst.

Senckenb., Frankfurt), die rugose Koralle cf. *Disphyllum rugosum* (WEDEKIND) (Bestimmung W. STRUVE, Forsch.-Inst. Senckenb., Frankfurt) sowie Schalenreste von Brachiopoden, Ostracoden und Calci-sphaeren (kugelige Kalkskelette planktonischer Algen) gefunden. Conodonten wurden nicht nachgewiesen.

Bei dem Massenkalk handelt es sich um ein ehemaliges Korallen-/Stromatoporenriff, das im Bereich des dem Old Red-Kontinent südlich vorgelagerten Schelfrandes auf einer synsedimentär angelegten Antiklinale, das heißt auf dem Kulminationspunkt der Faltenachse, entstanden ist (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982).

Im Oberdevon setzen sich die kalkigen Ablagerungen riffbildender Korallen und Stromatoporen im Schelfbereich fort. Im Becken wurden hingegen auch weiterhin Ton- und Schluffsteine mit quarzitischem Sandsteinbänken – also klastische Sedimente – abgelagert. Im höheren Oberdevon treten überwiegend quarzitisches Sandsteine (z. B. Condroz-Sandstein) auf. Die Mächtigkeit des Oberdevons dürfte nach CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER (1982) etwa 350 m betragen. Eine detaillierte stratigraphische Gliederung des Devons wird in Tabelle 2 gegeben.

**Tabelle 2**  
**Stratigraphische Gliederung des Paläozoikums**  
(nach ARNOLD 1977)

Abteilung	Stufe		Ausbildung im östlichen Münsterland	ungefähre Mächtigkeit (m)
Oberkarbon (Silesium)	Namur	B	Ziegelschiefer-Zone Grauwacken-Zone Quarzit-Zone Arnsberg-Schichten	2500
		A	Hangende Alaunschiefer	
Unterkarbon (Dinantium)	Visé		Kulm-Alaunschiefer Posidonienschiefer mit Plattenkalkeinlagerungen Posidonienschiefer ohne Plattenkalkeinlagerungen Kieselige Übergangsschichten Kieselkalk-Horizont	150
	Tournai		Lydit-Horizont Liegende Alaunschiefer Hangenberg-Kalk	
Oberdevon	Wocklum Dasberg Hemberg Nehden Adorf		Hangenberg-Schiefer  Condroz-Sandstein  Massenkalk?	350
	Givet		Massenkalk	
Mitteldevon	Eifel		Ton- und Schluffstein, z.T. Sandstein	500
Unterdevon	Ems Siegen Gedinne		Ton-, Schluffstein und phyllitischer Tonschiefer, vermutet	400

## 3.2 Karbon

### 3.2.1 Unterkarbon (Dinantium)

In der Unterkarbon-Zeit (Dinantium) war der Bereich des südöstlichen Münsterlandes überwiegend durch den Stillwasserbereich eines absinkenden Meeresbeckens gekennzeichnet, das sich aus dem relativ flachgründigen östlichen Teil des rheinischen Devon-Troges entwickelte (PAPROTH 1960, PAPROTH & TEICHMÜLLER 1961). In diesem Becken wurden Ton- und Schluffsteine, Kiesel-schiefer, Grauwacken und detritische Kalksteine wechsel-lagernd mit dünnen Lagen von Vulkaniten abgelagert. Kohlige Substanz und Schwefelkies

(Alaunschiefer) sind durchgängig vorhanden. Von der Mitteldeutschen Schwelle im Süden kam es im Verlauf des Unterkarbons zunehmend zur Einschüttung von unsortierten Sanden in das Becken und somit zu einer Ablagerung von plattigen bis dünnbankigen Grauwacklagen im Wechsel mit normaler Tonsteinsedimentation (Flysch-Fazies).

In den Bohrungen des Blattgebiets wurden keine Sedimente des Unterkarbons angetroffen. Hinweise auf derartige Ablagerungen liegen jedoch von dem südlich angrenzenden Blatt 4316 Lippstadt aus der Bohrung Willibald vor (KREBS 1982). Die Mächtigkeit der Unterkarbon-Schichten beträgt dort ca. 150 m.

### **3.2.2 Oberkarbon (Silesium)**

Schichten des Oberkarbons wurden im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen. Sie sind jedoch vermutlich im Nordwesten des Blattgebiets unter der Kreide-Bedeckung vorhanden, wo Gesteine des tieferen Oberkarbons (Namur A und B = flözleeres Oberkarbon) im Bereich der Wittener Hauptmulde, also in tektonischer Tieflage, erhalten sein können (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982). Dieser tiefste Teil des Oberkarbons besteht aus einer Wechselfolge von marinen, schwarzgrauen, milden bis schluffigen Tonsteinen, dunkelgrauen Schluffsteinen und grauen bis dunkelgrauen fein- bis mittelkörnigen, teilweise glimmerigen Sandsteinen. Vereinzelt treten Lagen aus eingeschwemmten, schlecht erhaltenen Pflanzenresten auf.

Nach HEDEMAN & TEICHMÜLLER (1971) wurden die Schichten des Namurs am Südrand der variscischen Saumsenke abgelagert. Die zu Ton- und Sandsteinen verfestigten Sedimente werden als deltaartige Einschüttungen vom nahegelegenen Festland (Flysch-Fazies) angesehen. Liefergebiet dieser Sedimente war, wie während des Unterkarbons, die Mitteldeutsche Schwelle (PAPROTH 1960, WACHENDORF 1965).

Insgesamt dürften während dieser Zeit im südöstlichen Münsterland ca. 3 000 m Sediment abgelagert worden sein. Im Bereich des Lippstädter Gewölbes, einer alten Schwellenregion, war die Sedimentmächtigkeit mit ca. 2 500 m etwas geringer (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982). Im Anschluß an die Heraushebung und Faltung des variscischen Sedimenttroges im höheren Westfal (asturische Faltung) wurde im Bereich des Lippstädter Gewölbes das gesamte Namur und Westfal A wieder abgetragen. Eine detaillierte stratigraphische Gliederung des Karbons findet sich in Tabelle 2.

## **Mesozoikum**

Auf dem paläozoischen Sockel der Rheinischen Masse werden im Süden der Westfälischen Bucht ausschließlich Schichten der Kreide angetroffen. Hierbei dominieren vor allem die Ablagerungen der Oberkreide, während die Schichten der Unterkreide fehlen oder nur in geringmächtiger küstennaher Randfazies entwickelt sind. Während des Jungpaläozoikums (Perm) sowie des älteren und mittleren Mesozoikums (Trias bis Jura) war das Münsterland großenteils Festland. Ablagerungen aus dieser Zeit sind nur von seinen westlichen, nördlichen und östlichen Randbereichen bekannt (HESEMANN 1967, ROSENFELD 1978).

Die Schichten der Unter- und Oberkreide überlagern im Blattgebiet diskordant den gefalteten paläozoischen Untergrund. Wegen der geschlossenen Quartär-Bedeckung sind sie im allgemeinen nur aus Bohrungen oder Übertageaufschlüssen in Nachbargebieten bekannt. Lediglich die Schichten des Obersantons kommen stellenweise dicht an die

Geländeoberfläche heran und sind gelegentlich durch Baumaßnahmen aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des Kreide-Deckgebirges beträgt nach den Bohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn im südwestlichen Blattgebiet ca. 650 m und steigt nach tieferengeoelektrischen Meßergebnissen (Untersuchung P. WORZYK, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) an dessen Nordostrand auf über 1 000 m an.

### **3.3 Kreide**

Bis weit in die Unterkreide-Zeit hinein war das Niedersächsische Becken Senkungs- und Ablagerungsraum. Erst in der höheren Unterkreide begann mit einer weit nach Süden reichenden Meerestransgression die eigentliche Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens. Im Verlauf der Oberkreide erfolgte eine starke Absenkung des Beckens. Dabei wurden im Verlauf von ca. 80 Mio. Jahren maximal 2 400 m Sand-, Mergel- und Kalksteine abgelagert. Im Bereich des Blattgebiets sind aus der Kreide-Zeit nur die Schichten aus dem höchsten Teil der Unterkreide sowie aus den größten Teilen der Oberkreide (Cenoman bis Campan) überliefert. Eine detaillierte stratigraphische Gliederung der Kreide-Ablagerungen ist in Tabelle 3 gegeben.

#### **3.3.1 Unterkreide**

In der höchsten Unterkreide transgredierte das Meer erstmals seit dem Paläozoikum auf den bis dahin von marinen Sedimenten freigebliebenen Sockel des Nordteils der Rheinischen Masse. Dieser wurde nun flächenhaft von klastischen Meeresablagerungen überdeckt. Von der im Teutoburger Wald und Eggegebirge vollständig ausgebildeten Schichtenfolge der Unterkreide fehlen im Raum Mastholte die Schichtenglieder des Berrias bis Unteralf (Münder Mergel, Serpulit, Bückeberg-Folge, Osning-Sandstein); zu dieser Zeit war das Blattgebiet noch landfest. Es wurde erst während der höheren Unterkreide (Mittel- bis Oberalf) vom Kreide-Meer erreicht und mit in den Sedimentationsraum einbezogen (HISS & SPEETZEN 1986). Im Südosten des Münsterländer Kreide-Beckens wurde dabei überwiegend Sand abgelagert, im Nordwesten waren es mehr sandig-tonige Gesteine (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

##### **3.3.1.1 Mittel- und Oberalf (krmo)**

Innerhalb des Blattgebiets sind Unterkreide-Sedimente mit großer Wahrscheinlichkeit aus den Bohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn belegt. Die dort über den paläozoischen Schichten angetroffenen grünen beziehungsweise hellgrauen Sandsteine von 6 beziehungsweise 19 m Mächtigkeit (s. Kap. 10.2: Brg. 1 u. 2) sind dabei aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung am ehesten als Rüthen-Grünsand anzusprechen. Ein direkter Altersnachweis – etwa durch Fossilien – steht allerdings noch aus. Sandsteine der Unterkreide sind jedoch mit Sicherheit aus den in jüngerer Zeit niedergebrachten Solebohrungen im benachbarten Bad Sassendorf (TK 25: 4315 Benninghausen; FRIEG & HISS & KAEVER 1990: 335) bekannt. Von den Erstbearbeitern der beiden Bohrungen wurde der Rüthen-Grünsand noch ins Cenoman gestellt (MÜLLER in KEILHACK 1906, LOTZE in FRICKE & WEVELMEYER 1960).

### 3.3.2 Oberkreide

Im Gegensatz zur Unterkreide handelt es sich bei den Ablagerungen der Oberkreide vorwiegend um Kalk- und Mergelsteine. Diese Ausbildung spiegelt die generell zunehm-

Tabelle 3  
Gliederung der Kreide

			Alter (Mio. J.) (nach HARLAND et al. 1990)	Blattgebiet Mastholte		wichtige Leitfossilien der nordwestdeutschen Kreide (Auswahl)		Lithostratigraphie (nach FRIEG & HISS & MÜLLER 1989)		
						Cephalopoden	Inoceramen			
Oberkreide	Santon	Unt.- Unter- camp.	„Emscher-Mergel-Fazies“	83,0	krca1	<i>Placenticeras bidorsatum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Sphenoceramus)</i> ex gr. <i>lingua/patotensisformis</i>	Emscher-Mergel		
		Ober-			krca4	<i>Gonioteuthis granulata</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Sphenoceramus)</i> <i>pinniformis</i> WILLET			
		Mittel-			krca3	<i>Gonioteuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)				
		Unter-			krca2		<i>Inoceramus (Cordiceramus)</i> <i>cordiformis</i> SOWERBY			
					krca1	<i>Texanites texanum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Cladoceramus)</i> <i>undulaticatus</i> ROEMER			
	Coniac	Ober-		86,6	krcc2-3	<i>Gonioteuthis westfalica</i> <i>praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ	<i>Inoceramus (Magadiceramus)</i> <i>subquadratus</i> SCHLÜTER	Kalkig-mergelige Übergangsschichten		
		Mittel-				<i>Gauthiericeras margae</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Volviceras)</i> <i>involutus</i> SOWERBY			
	Turon	Unter-		88,5	schloenbachi- Schichten	krcc1	<i>Peroniceras tridorsatum</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cremnoceras)</i> <i>deformis</i> MEEK	Obere Plänerkalkstein-Einheit	
		Ober-				krt	<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>costellatus</i> WOODS	Grauweiße Wechselfolge	
		Mittel-			<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)		<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>lamarcki</i> PARKINSON	Untere Plänerkalkstein-Einheit		
		Unter-			<i>labiatus</i> - Schichten		<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Mytiloides)</i> <i>labiatus</i> VON SCHLOTHEIM	Grüngraue Wechselfolge	
		Cenoman			Ober-	90,4	Cenoman- Kalk	krc	<i>Actinocamax plenus</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>pictus bohemicus</i> LEONHARD
	Mittel-			<i>Eucalycoceras pentagonum</i> (JUKES-BROWN)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>schoendorfi</i> HEINZ				Flaserkalkstein-Folge	
	Unter-			<i>Acanthoceras rhotomagensense</i> (BRONGNIART)						
				Cenoman- Pläner	<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH				<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>virgatus</i> SCHLÜTER	Cenoman-Pläner
	Unterkreide	Alb		Ober-	97,0	Rüthen- Grünsand	krmo	<i>Neohibolites minimus</i> (MILLER)	<i>Inoceramus (Birostrina)</i> <i>sulcata</i> PARKINSON	
				Mittel-					<i>Inoceramus (Birostrina)</i> <i>concentricus</i> PARKINSON	

## Mikrofauna (stratigraphische Reichweiten nach HILTERMANN &amp; KOCH 1962 und KOCH 1977)

<i>Dorothia gradata</i> (BERTHELIN)						
<i>Arenobulimina (Arenobulimina) presili</i> (REUSS)						
<i>Cibicides formosus</i> BROTZEN						
<i>Gavelinella cenomanica</i> (BROTZEN)						
<i>Gavelinella baltica</i> BROTZEN						
<i>Rotalipora cushmani</i> (MURROW)						
<i>Præoglobotruncana delrioensis delrioensis</i> (PLUMMER)						
<i>Globotruncana marginata</i> (REUSS)						
<i>Globotruncana lapparenti</i> BROTZEN						
<i>Stensioeina granulata levis</i> KOCH						
<i>Stensioeina granulata granulata</i> (OUBERTZ)						
<i>Stensioeina exsculpta exsculpta</i> (REUSS)						
<i>Neoflabellina suturalis praerugosa</i> HILTMANN						
<i>Neoflabellina suturalis suturalis</i> (CUSHMAN)						
<i>Cymbalopora martini</i> (BROTZEN)						
<i>Neoflabellina gibbera</i> (WEDERKIND)						
<i>Stensioeina granulata polonica</i> WITWICKA						
<i>Neoflabellina suturalis praecursor</i> (WEDERKIND)						
<i>Neoflabellina sartonica</i> KOCH						
<i>Daviesina minuscula</i> (HÖRNER)						
<i>Gavelinella pseudoexcolata</i> (KALININ)						
<i>Stensioeina granulata inconstata</i> KOCH						
<i>Stensioeina exsculpta gracilis</i> BROTZEN						
<i>Bolivoides strigillatus</i> (CHAPMAN)						
<i>Neoflabellina rugosa</i> (OUBIGNY)						
<i>Stensioeina pommerana</i> BROTZEN						
<i>Gavelinella clementiana</i> (OUBIGNY)						

allgemein verbreitet, z.T. häufig

- vereinzelt vorkommend

mende Meerestiefe wider. Kalk- bis Kalkmergelsteine zu Beginn (Cenoman, Turon, Unterconiac) und Tonmergelsteine in der höheren Oberkreide (Mittel- und Oberconiac, Santon, Campan) kennzeichnen den Sedimentationsverlauf in diesem Zeitabschnitt. Daneben ist innerhalb der einzelnen Oberkreide-Stufen des östlichen Münsterlandes auch eine horizontale Faziesdifferenzierung festzustellen (BÄRTLING 1921, ARNOLD 1964 b, FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Im Blattgebiet liegen Cenoman, Turon und Coniac in der Tiefe verborgen, die Schichten des Santons und Campans treten zumindest teilweise dicht an die Geländeoberfläche heran und wurden in zahlreichen Flachbohrungen angetroffen.

Bei der litho- wie biostratigraphischen Gliederung der Kreide-Ablagerungen des Blattgebiets ist man wegen der geringen Zahl an durchgehenden und gut bearbeiteten Bohrprofilen weitgehend auf die Schichtenbeschreibungen aus Nachbargebieten angewiesen (ARNOLD 1964 a, 1964 b; FRIEG & HISS & KAEVER 1990; SKUPIN 1983, 1987, 1995). Die im Rahmen des kartierbegleitenden Bohrprogramms gewonnenen Kreide-Gesteinsproben (Kerne) geben nur ein unvollkommenes Bild des Schichtenaufbaus. Angaben zur regionalen Mächtigkeitsverteilung der einzelnen Schichten ergeben sich auch aus seismischen und tiefeengeoelektrischen Messungen.

Wegen des weitgehenden Fehlens von Makrofossilien wurde im Blattgebiet die stratigraphische Gliederung der oberflächennah anstehenden Oberkreide-Schichten fast ausschließlich mit Hilfe der Mikrofauna von K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) durchgeführt. Grundlage der mikrofaunistischen Datierung ist die stratigraphische Verbreitung einzelner Foraminiferenarten, die sich mit der biostratigraphischen Standard-Gliederung nach Makrofossilien, vor allem Cephalopoden (Ammoniten, Belemniten) und Lamellibranchiaten (Inoceramen) korrelieren läßt. Einen Überblick zum derzeitigen Stand der Kreide-Stratigraphie mit Hilfe von Makrofossilien geben die Arbeiten von BIRKELUND et al. (1984), ERNST (1964 a), ERNST & SCHMID (1979), ERNST & SCHMID & SEIBERTZ (1983), ERNST & SCHULZ (1974), HANCOCK (1991), KAPLAN (1991), KAPLAN & KENNEDY (1994), KENNEDY (1984), SCHULZ (1985), SCHULZ et al. (1984), TRÖGER (1989) und WIEDMANN et al. (1989). In Tabelle 3 wird die biostratigraphische Standard-Gliederung nach Makrofossilien den wichtigsten mikropaläontologischen Leitfossilien und deren stratigraphischen Reichweiten nach HILTERMANN & KOCH (1962) sowie KOCH (1977; Tab. 3) gegenübergestellt. Die von diesen Autoren für Teilgebiete der nordwestdeutschen Oberkreide erstellten Reichweitentabellen der benthonischen Foraminiferen gelten im wesentlichen auch für den westfälischen Raum. Aufgrund fazieller Unterschiede sind bei einigen leitenden Foraminiferen allerdings auch geringe regionale Abweichungen in der stratigraphischen Reichweite möglich.

### 3.3.2.1 Cenoman (krc)

Im Gegensatz zur überwiegend sandig-karbonatischen und glaukonitführenden Randfazies des westlichen Ruhrgebiets ist das Cenoman im Osten und Südosten des Münsterlandes merklich kalkiger ausgebildet. Vom Liegenden zum Hangenden kann dabei nach der Gesteinsausbildung häufig eine Dreigliederung der Schichtenfolge in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk vorgenommen werden. Diese lithologischen Einheiten wurden früher dem Unter-, Mittel- und Obercenoman gleichgesetzt. Nach neueren biostratigraphischen Untersuchungen (z. B. ERNST & SCHMID 1979, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & BEST 1985, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985) werden Cenoman-Mergel und -Pläner (= *varians*-Pläner) dem Untercenoman und tiefsten Mittelcenoman, der Cenoman-Kalk dem Mittel- und Obercenoman zugerechnet (s. Tab. 3).



Aus dem Blattgebiet liegen Angaben über Ausbildung und Mächtigkeit der einzelnen Cenoman-Schichten nur sehr unvollständig vor, so daß bei der nachfolgenden Beschreibung teilweise auf Bohrungen und Aufschlüsse von Nachbargebieten (Hellweg, Haarstrang) zurückgegriffen wurde.

Der Cenoman-Mergel besteht überwiegend aus grauen bis dunkelgrauen schluffigen Mergelsteinen, denen stellenweise festere Kalkmergelsteinlagen zwischengeschaltet sind. Kennzeichnend für den tiefsten Teil ist im südlichen Münsterland eine geringmächtige Zone aus einem grobkörnigen Basiskonglomerat oder aus sandig-glaukonitischen bis phosphoritischen Mergeln (Essen-Grünsand). Diese Ablagerungen werden seit alters her (z. B. KUKUK 1938) als Aufarbeitungsprodukt des nach Süden vorrückenden Cenoman-Meeres aufgefaßt. Es ist nicht auszuschließen, daß diese basalen Cenoman-Ablagerungen in den als Rüthen-Grünsand eingestuftten Sandsteinen der Bohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn (vgl. Kap. 3.3.1.1) mit vertreten sind. Ablagerungen von Essen-Grünsand sind etwa aus den Solebohrungen von Bad Sassendorf (TK 25: 4315 Benninghausen) bekannt. In den hangenden Partien werden die Kalkmergelsteinlagen häufiger und leiten damit zum Cenoman-Pläner über. Die Mächtigkeit des Cenoman-Mergels beträgt etwa 20 – 30 m.

Beim Cenoman-Pläner handelt es sich um einen bankigen, relativ harten und festen Mergelkalkstein mit dünnen Kalkmergelsteinzwischenlagen. Die zwischen den einzelnen Gesteinsbänken vorhandene Abgrenzung ist mehr oder weniger unregelmäßig, und das Gestein wird von einem wellig verlaufenden Ablösungsmuster durchsetzt. Charakteristisch für diese Plänerkalke ist das lagenweise Auftreten von Hornsteinen, das heißt von Kieselsäurekonkretionen unregelmäßiger bis kugeliger Gestalt, die sich durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe deutlich von den hellen Kalksteinen abheben (Hornsteinfazies, FRIEG & HISS & KAEVER 1990: 343). Innerhalb des Blattgebiets beträgt die Mächtigkeit des Cenoman-Pläners ca. 50 – 80 m.

Bei den Schichten des Cenoman-Kalks handelt es sich um überwiegend sehr reine ( $\text{CaCO}_3$ -Gehalte bis > 90 %), feste, dichte, graue bis weißgraue Kalksteine mit glattem bis rauhem, splittrigem bis muscheligem Bruch. Der untere Teil, der noch detritisch mit geringen Gehalten an feinsandigem Quarz und Glaukonit ausgebildet ist, wurde früher in Bohrungen oft mit dem *varians*-Pläner zusammengefaßt. Im oberen Teil besteht die Matrix des Cenoman-Kalks aus zahlreichen Coccolithen, den Kalkkörperchen von marinem Plankton (Coccolithenkalkstein-Folge = arme *rhotomagens*-Schichten). Über das Vorhandensein und gegebenenfalls die Ausbildung der *plenus*-Schichten im Hangenden des Cenoman-Kalks ist aus dem Blattgebiet nichts bekannt. Diese im nordwestdeutschen Raum auftretende, mehrere Meter mächtige Schichtenfolge aus hellgrauen, flaserigen, zum Teil knolligen Kalkmergel- bis Mergelkalksteinen (Hiss 1989) repräsentiert das oberste Cenoman. Nach den vorliegenden Bohrungen beträgt die Mächtigkeit des Cenoman-Kalks ca. 25 – 30 m.

### 3.3.2.2 Turon (krt)

Die stratigraphische Gliederung des Turons geht in ihren Grundzügen auf die Zonengliederung von SCHLÜTER (1871 – 1872, 1876 a, 1876 b) zurück. Damals setzte man die biostratigraphischen Einheiten weitgehend den lithostratigraphischen Gesteinseinheiten gleich. Durch die Angleichung der Turon-/Coniac-Gliederung an das internationale Gliederungsschema sowie neuere biostratigraphische Untersuchungsergebnisse gilt die-

se Übereinstimmung heute vor allem für den oberen Teil des Turons nicht mehr. Der höhere Teil der *striatoconcentricus*-Schichten und die *schloenbachi*-Schichten werden demnach heute dem Coniac zugerechnet (s. Kap. 3.3.2.3.1 u. Tab. 3). Das Turon umfaßt den Rotpläner, die *labiatus*-, *lamarcki*- und den tieferen Teil der *striatoconcentricus*-Schichten. Neben der üblichen bio- und lithostratigraphischen Gliederung wird heute bei der Gliederung und Korrelation von Bohrprofilen im südlichen und zentralen Münsterland auch die Bohrlochphysik mit ihren verschiedenen Meßverfahren (z. B.  $\gamma$ -Ray, Widerstand) erfolgreich eingesetzt. Die Meßkurven sind an gut untersuchten und entsprechend sicher gegliederten Bohrprofilen des Ruhrgebiets oder an Tagesaufschlüssen des südöstlichen Münsterlandes geeicht und erlauben so ihre Anwendung auf bereits vorhandene oder neu hinzukommende Bohrungen (= Log-Stratigraphie). Die Schichteinheiten und ihre Namen sind entsprechend FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) in den folgenden Kapiteln und in Tabelle 3 wiedergegeben.

### 3.3.2.2.1 Rotpläner und *labiatus*-Schichten

Rotpläner und *labiatus*-Schichten SKUPIN 1982 b  
Grüngraue Wechselfolge FRIEG & HISS & MÜLLER 1989

Auf die weiß- bis hellgrauen Kalk- und Mergelkalksteine des Obercenomans folgen im Unterturon graue bis blaugraue Kalkmergel- bis Tonmergelsteine (*labiatus*-Schichten), die an der Basis häufig rot bis rotbraun oder blaßrosa gefärbt sind (Rotpläner; BÄRTLING 1921, BRINKMANN 1935, ROSE & RADCEWSKI 1949, ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983). Rotpläner wurden im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen, zumindest sind den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn keine derartigen Angaben zu entnehmen. Das nächste bekannte Vorkommen lieferte eine Solebohrung bei Bad Sasendorf (TK 25: 4315 Benninghausen). Zum Hangenden hin sind in die *labiatus*-Schichten zunehmend Kalkknollenlagen eingeschaltet, die in knollige Kalksteine übergehen. Die Mächtigkeit beträgt ca. 30 m.

### 3.3.2.2.2 *lamarcki*-Schichten

*lamarcki*-Schichten SKUPIN 1982 b  
Untere Plänerkalkstein-Einheit FRIEG & HISS & MÜLLER 1989

Gegenüber den Schichten des Unterturons sind die des Mittelturons sehr viel kalkhaltiger. Es handelt sich um weiß- bis gelbgraue, dickbankige, flaserige Mergelkalksteinbänke mit einzelnen, unterschiedlich mächtigen, grauen Ton- bis Kalkmergelsteinzwischenlagen, die besonders im unteren Teil stärker knollig ausgebildet sind. Stellenweise finden sich Spuren von Glaukonit. Die Mächtigkeit der *lamarcki*-Schichten beträgt 60 – 130 m.

### 3.3.2.2.3 *striatoconcentricus*-Schichten

*striatoconcentricus*-Schichten SKUPIN 1982 b  
Gauweiße Wechselfolge FRIEG & HISS & MÜLLER 1989

Als sehr kalkreiches Schichtglied heben sich die Schichten des Oberturons im allgemeinen mehr oder weniger deutlich von den darunter liegenden Mergelkalk- bis Kalkmergelsteinen ab. Sie bilden einen Komplex aus festen, weißen, bläulichweißen oder blaugrauen gebankten Kalkmergel- bis Mergelkalksteinen mit geringmächtigen grauen Ton- bis Kalkmergelsteinzwischenlagen. Im Gegensatz zur weiter südlich, im Bereich des Hellwegs,

vorhandenen küstennahen feinklastischen Fazies des Soest- oder Anröchte-Grünsandes ist hier ein Sand- und Glaukonitgehalt nicht mehr nachzuweisen. Die Mächtigkeit der *striatoconcentricus*-Schichten schwankt zwischen 20 und 40 m.

### 3.3.2.3 Coniac

Während des Coniacs setzte sich die Ausgestaltung des Münsterländer Kreide-Bekens fort. Durch die Herausbildung eines tiefen Senkungstrogs als Ausgleichsbewegung zum Aufstieg der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (= subsequenter Randtrog, VOIGT 1962) wurde das Gebiet des östlichen Münsterlandes abgesenkt, und statt der carbonatreichen Ablagerung der bisherigen Plänerkalksteinfazies kam es in der Folgezeit zur Sedimentation einer tonmergelsteinreichen Beckenfazies. Neben einer Absenkung des Meeresbodens spielten bei der nunmehr vorherrschenden Tonmergelsedimentation aber auch noch übergeordnete Faktoren, wie etwa der globale Anstieg des Meeresspiegels, eine Rolle.

Lithostratigraphisch ist das Coniac zweigeteilt. Einem kalkiger ausgebildeten unteren Teil (= *schloenbachi*- oder *deformis*-Schichten; SEITZ 1956, TRÖGER 1981) steht ein überwiegend mergelig ausgebildeter oberer Teil (Mittel- und Oberconiac) gegenüber. Zusammen mit den Ablagerungen des tieferen Mittelsantons ist letzterer seit alters her (SCHLÜTER 1874) unter dem Gesteinsnamen „Emscher-Mergel“ bekannt (Tab. 3; vgl. ARNOLD 1964 a). Im östlichen Münsterland, und somit auch im Blattgebiet, reicht die Emscher-Mergel-Fazies noch bis in das Unterampan hinein. Gemeinsam mit den jüngeren Stufen der Oberkreide wird dieser Schichtkomplex im Rahmen der vorliegenden Kartierung ausschließlich mit Hilfe benthonischer Foraminiferen untergliedert (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977). Wegen deren Faziesabhängigkeit ist der stratigraphische Aussagewert allerdings nur eingeschränkt gültig.

#### 3.3.2.3.1 Unterconiac (*schloenbachi*-Schichten) (krcc1)

*schloenbachi*-Schichten SKUPIN 1982 b

Grauweiße Wechselfolge, obere Plänerkalkstein-Einheit und kalkig-mergelige Übergangsschichten  
FRIEG & HISS & MÜLLER 1989

Die *schloenbachi*-Schichten sind im Blattgebiet Mastholte nirgends aufgeschlossen. Im Bereich des Hellwegs, wo sie in den großen Steinbrüchen der Zementindustrie abgebaut werden, bestehen sie aus hellgrauen bis hellbläulichgrauen, feinkörnigen, dichten oder undeutlich gefaserten Mergelkalksteinen (70 – 90 %  $\text{CaCO}_3$ ) und Kalkmergelsteinen (50 bis 70 %  $\text{CaCO}_3$ ). Wegen der mehr beckenwärtigen Lage im Raum Mastholte sind sandige oder glaukonitische Einlagerungen, wie sie im Hellwegbereich vorkommen, nicht mehr zu erwarten. Entsprechend den unterschiedlichen Carbonatgehalten sondern die einzelnen Gesteinskomplexe bankweise ab, sind aber auch noch in sich weiter durch dünne Ton- und Kalkmergelsteinlagen untergliedert (Plänerfazies, FRIEBE 1993).

Nach der von FRIEG & HISS & MÜLLER (1989) für die lithostratigraphische Gliederung des Turons und Unterconiacs des südlichen und zentralen Münsterlandes entwickelten Log-Stratigraphie ist der untere, stärker lithologisch gegliederte Abschnitt der *schloenbachi*-Schichten zusammen mit dem höchsten Teil der *striatoconcentricus*-Schichten Bestandteil der grauweißen Wechselfolge. Der höhere, mehr oder weniger einheitlich flaserig bis

undeutlich bankig ausgebildete Teil entspricht in diesem Profil der oberen Plänerkalkstein-Einheit (s. Tab. 3).

Zwischen den *schloenbachi*-Schichten und den Gesteinen des Mittelconiacs erfolgt lithologisch der Umschlag von der Mergelkalk- und Kalkmergelstein-Fazies in die Tonmergelstein-Fazies des Emscher-Mergels. Innerhalb der bohrlochphysikalisch auszuhaltenden kalkig-mergeligen Übergangsschichten liegt diese Grenze in deren unterem Teil (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989).

Nach den Untersuchungen von ARNOLD (1964 b, 1964 c) und SEIBERTZ (1979) beträgt die Mächtigkeit der *schloenbachi*-Schichten im südöstlichen Münsterland 60 – 70 m. Für das Blattgebiet dürften bei allgemeiner Mächtigkeitszunahme der Kreide-Schichten zum Beckenzentrum hin mit 70 – 80 m geringfügig höhere Werte anzunehmen sein.

#### 3.3.2.3.2 Mittel- und Oberconiac (krcc2-3)

Die Schichten des Mittel- und Oberconiacs sind im Blattgebiet oberflächennah nicht vorhanden. Im Gegensatz zu den Ablagerungen des Unterconiacs bestehen sie aus grauen, selten grünlichgrauen Tonmergelsteinen der Emscher-Mergel-Fazies. Nur gelegentlich sind höhere Kalk- oder Schluffgehalte festzustellen. Schalenreste sind häufig lagenweise in den sonst fossilarmen Tonmergelsteinen angereichert. An der Basis, im Übergangsbereich zu den Gesteinsschichten des Unterconiacs, ist eine Wechsellagerung von mächtigeren Tonmergel- und Kalkmergelsteinlagen mit Mergelkalksteinbänken zu beobachten (kalkig-mergelige Übergangsschichten, vgl. Kap. 3.3.2.3.1).

Aus der einzigen, in neuerer Zeit bis in das Mittelconiac-abgeteuften Bohrung, der Solebohrung Waldliesborn (s. Kap. 10.2: Brg. 2), liegen keine mikrofaunistischen Angaben zum Mittel- und Oberconiac vor. Durch eine Probenlücke ist die gesamte Gesteinsfolge des Mittel- und Oberconiacs nicht erfaßt. In 213 m Tiefe wurden Schichten des Untersantons, bei 303 m Schichten des Unterconiacs mikrofaunistisch nachgewiesenen (Untersuchung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Als Mächtigkeiten sind für das Mittelconiac 50 bis 90 m, für das Oberconiac 40 – 100 m anzunehmen.

#### 3.3.2.4 Santon

Auch im Santon setzte sich im südöstlichen Münsterland die Ablagerung kalkhaltiger Pelite (Emscher-Mergel-Fazies) fort. In dem Nordwest – Südost streichenden Meerestrog kam es bei verstärkter Absenkung zur Ablagerung mächtiger Tonmergelsteinpakete, die sich wie schon die Schichten des Mittel- und Oberconiacs nur biostratigraphisch gliedern lassen. Nach der im norddeutschen Raum anhand von Inoceramen und Belemniten durchgeführten Gliederung (ERNST & SCHULZ 1974) wird das Santon dabei in die Unterstufen Untersanton, Unteres Mittelsanton, Oberes Mittelsanton und Obersanton unterteilt. Wegen der mangelhaften Aufschlußverhältnisse ist diese Untergliederung nach Makrofossilien im Blattgebiet allerdings nicht möglich. Stattdessen wird auf die mikropaläontologische Einstufung mit Hilfe der aus den Bohrkernen gewonnenen Faunenvergesellschaftungen kalkschaliger Foraminiferen zurückgegriffen.

Ablagerungen des Santons sind im Südostteil des Blattgebiets großflächig unter der jüngeren Quartär-Bedeckung verbreitet. Mit einer Mächtigkeit von ca. 350 m umfassen sie dort den höchsten Teil des Untersantons, einschließlich des Mittel- und Obersantons.

#### 3.3.2.4.1 Untersanton (krsa1)

Bei den Gesteinen des Untersantons handelt es sich um mittelgraue bis dunkelgraue, flaserige, stark bioturbat gestörte Tonmergelsteine. Einschaltungen von sandigen Mergelkalk- oder Kalkmergelsteinen wie auf dem östlich angrenzenden Blatt Delbrück (SKUPIN 1983: 24) konnten nicht nachgewiesen werden. Auch die für den Grenzbereich Oberconiac/Untersanton charakteristischen Feinsandeinlagerungen sind im Blattgebiet nicht beobachtet worden, was allerdings auch nicht zu erwarten ist, da dort aufgrund der Lagerungsverhältnisse nur das höhere Untersanton an der Quartär-Basis ausstreicht.

Biostratigraphisch ist das Untersanton durch Bohrungen aus dem Bereich Mantinghausen belegt. Im Kreide-Material einer kartierbegleitenden Bohrung (R 63 920, H 29 710) bestimmte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) unter anderem die für das Untersanton leitenden Foraminiferen *Neoflabellina suturalis praecursor* (WEDEKIND), *N. gibbera* (WEDEKIND) sowie *Stensioeina granulata polonica* (WITWICKA).

Für die Schichten des Untersantons läßt sich aufgrund ihres Einfallens, ihrer Ausstrichsbreite auf dem südlich angrenzenden Blatt Lippstadt und ihrer Anbindung an die Untersanton-Schichten des nördlich angrenzenden Blattes Rietberg eine Mächtigkeit von 120 m im Süden und ca. 220 m im Norden konstruieren.

#### 3.3.2.4.2 Unteres Mittelsanton (krsa2)

Bei dem aus Bohrungen gewonnenen Probenmaterial handelt es sich wie bei den unterlagernden Schichten des Untersantons durchweg um mittel- bis dunkelgraue Tonmergelsteine. Die biostratigraphische Einstufung und Abgrenzung gegenüber der liegenden und der hangenden Schichtenfolge basiert dabei ausschließlich auf der vorhandenen Mikrofauna. Bei den Foraminiferen finden sich im wesentlichen die gleichen Formen wie im Untersanton, die Häufigkeit von *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) und *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND) nimmt jedoch deutlich ab. Die Abgrenzung zum Oberen Mittelsanton (s. Kap. 3.3.2.4.3) ergibt sich durch das Aussetzen von *Stensioeina granulata polonica* (WITWICKA).

Die Schichten des Unteren Mittelsantons sind im Südostteil des Blattgebiets ungefähr bis zur Linie des Boker Kanals direkt unter der Quartär-Bedeckung vertreten, reichen allerdings in einem tektonischen Hochgebiet auch noch weit nach Norden bis an Westenholz heran. Die Mächtigkeit des Unteren Mittelsantons beträgt etwa 40 – 55 m.

#### 3.3.2.4.3 Oberes Mittelsanton (krsa3)

Lithologisch entsprechen die Gesteine des Oberen Mittelsantons den grauen bis dunkelgrauen Tonmergelsteinen des Unteren Mittelsantons. Hinsichtlich der biostratigraphischen Einstufung finden sich im wesentlichen die gleichen Formen wie im Unteren Mittelsanton, jedoch ist im Oberen Mittelsanton *Neoflabellina santonica* (KOCH) häufiger (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977). In einer Reihe von Bohrkernen wurden die Foraminiferen *Globotruncana paraventricosa* HOFKER, *Gl. lapparenti lapparenti* (BROTZEN), *Stensioeina exsculpta exsculpta* (REUSS), *St. exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. granulata perfecta* KOCH und *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN) nachgewiesen (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Innerhalb des Blattgebiets kommen die Tonmergelsteine des Oberen Mittelsantons in einem ca. 3 km breiten, stellenweise durch einzelne Querstörungen leicht versetzten, in Südwest-Nordost-Richtung verlaufenden Streifen unter der Quartär-Bedeckung vor. Südwestlich von Westenholz treten die Schichten des Oberen Mittelsantons stellenweise bis dicht an die Geländeoberfläche heran und sind dort zum Teil bereits in weniger als 1 m Tiefe anzutreffen. Im Bereich Westenholz-Mühlenheide wurden sie auf dem Gelände des Hofes Foermann (R 61 120, H 34 150) wiederholt bei Bau- und Wirtschaftsmaßnahmen aufgeschlossen. Hierzu gehört etwa die Anlage eines Feuerlöschteiches auf der Westseite der Hofanlage im Jahre 1980, welche die Gesteinsschichten bis in eine Tiefe von ca. 4 m erschloß. Nach MERTENS (mdl. Mitt.) wurden Kreide-Mergel auch beim Ausheben eines Drainagegrabens etwas weiter nordwestlich davon (R 60 950, H 34 150) angetroffen.

Die Mächtigkeit des Oberen Mittelsantons beträgt innerhalb des Blattgebiets ca. 40 bis 45 m.

#### 3.3.2.4.4 Obersanton (krsa4)

**Gesteine:** Die Schichten des Obersantons bestehen wie die des Oberen Mittelsantons aus mittel- bis dunkelgrauen Tonmergelsteinen. Im frischen Zustand fest, zäh und kompakt mit deutlich ausgebildeten Trennflächen, geht der Zusammenhalt an der Luft schnell verloren, und die Tonmergelsteine zerfallen bald, muschelrig oder scherbzig brechend, zu Gesteinsgrus. Auf den Schicht- und Kluftflächen der oberflächennahen Verwitterungszone sind die Tonmergelsteine häufig gelb- bis rostbraun verfärbt. Eine eingehende Beschreibung der Schichten des Obersantons liegt aus dem Bereich Westerwiehe (TK 25: 4117 Verl) von SCHÖNFELD (1985 a, 1985 b) vor.

**Fossilien:** Ein Schurf (Schurf „Knepper“, R 61 580, H 35 050) im Bereich Westenholz-Wiebeler erbrachte neben einigen wenigen unbestimmbaren Schalenresten als einziges Makrofossil den *Inoceramus (Platyceramus) ex gr. cycloides/rhomboides*.

Aus den Obersanton-Schichten des Blattgebiets wurden als Vertreter einer größeren Mikrofaunenvergesellschaftung *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Gl. lapparenti* (BROTZEN), *Stensioeina exsculpta exsculpta* (REUSS), *St. exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. granulata incondita* KOCH, *St. granulata perfecta* KOCH, *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN) und *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) nachgewiesen (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Durch die Tätigkeit von Ichnofauna ist das mergelige Sediment im allgemeinen intensiv durchwühlt und in seinem ursprünglichen Ablagerungsgefüge gestört. Gefunden wurde dabei vor allem das Ichnofossil *Scolicia*, bestehend aus einer einzigen durchgehenden Kotschnur sowie lateralen, fein laminierten Versatzpaketen, wie sie bei Spatangiden angetroffen werden. Daneben wurden vereinzelt die Freißbauten einer Art gefunden, die in bezug auf die konzentrische Anordnung der Querschnitte an eine Form von *Hydrancylus* aus dem Miozän von Borneo erinnert, bei dem die Spreitenlappen wie die Blätter eines Kohlkopfes angeordnet sind (vgl. SKUPIN 1983). Auf den Schichtflächen fanden sich des weiteren als Spurenfossilien die Grabspur von *Thalassinoides* EHRENBERG und *Zoophycos* sp.

Durch den Fund eines *Inoceramus (Platyceramus) ex gr. cycloides/rhomboides* ergibt sich wegen dessen großer stratigraphischer Reichweite nur eine grobe Einstufung in das Mittel- bis Obersanton (SEITZ 1965).

Innerhalb der Mikrofauna ist das Obersanton durch das Einsetzen von *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) gekennzeichnet. Ansonsten herrscht eine Vergesellschaftung von *Gavelinella pseudoexcolata* (KALININ), *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN und *St. granulata perfecta* KOCH vor (HILTERMANN & KOCH 1962, KOCH 1977).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Schichten des Obersantons sind in einem 2 – 3 km breiten, Südwest – Nordost verlaufenden Streifen quer über das Blattgebiet verbreitet. Sie sind stets von den Ablagerungen des Quartärs verdeckt und kommen nur am Westrand von Westenholz nahe an die Geländeoberfläche heran.

Die Mächtigkeit des Obersantons beträgt etwa 50 – 60 m.

### 3.3.2.5 Campan

Auch während des Campans setzte sich im Blattgebiet die Tonmergelsteinfazies des östlichen Münsterländer Kreide-Beckens fort. Im Beckentiefsten, das etwa im Raum Drensteinfurt – Beckum lag, wurde bei Wassertiefen von 200 – 400 m eine ca. 250 m mächtige Sedimentfolge abgelagert (KAEVER & LOMMERZHEIM 1991). Innerhalb des Blattgebiets sind davon infolge Abtragung nur etwa 40 – 50 m zu erwarten.

#### 3.3.2.5.1 Untercampan (krca1)

Von den Ablagerungen des Campans sind innerhalb des Blattgebiets lediglich die Schichten des Unteren Untercampans vorhanden. In ihnen setzt sich die aus einer Wechselfolge von grauen bis dunkelgrauen Tonmergelsteinen und etwas carbonatreicheren, plattigen Kalkmergelsteinen bestehende Emscher-Mergel-Fazies fort.

Hinsichtlich der Mikrofossilien ist das Untere Untercampan insbesondere durch das erstmalige Auftreten von *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY) und *Stensioeina pommerana* BROTZEN charakterisiert. Daneben treten außerdem *St. exsculpta gracilis* BROTZEN, *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) und *Neoflabellina asema* KOCH auf.

Auch bei der Abgrenzung und Gliederung des Campans ist man innerhalb des Blattgebiets ausschließlich auf die aus Bohrkernen geborgene Foraminiferenfauna mit entsprechenden Zonenfossilien angewiesen. Die Tonmergelsteine lieferten nach K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *Gl. lapparenti* (BROTZEN), *Neoflabellina suturalis suturalis* (CUSHMAN), *N. rugosa* (D'ORBIGNY), *N. asema* KOCH, *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. granulata incondita* KOCH, *St. pommerana* BROTZEN und *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) und ganz vereinzelt *St. exsculpta exsculpta* (REUSS).

Die Schichten des Untercampans nehmen in einem 1,5 – 4,5 km breiten Streifen den Nordteil des Blattgebiets ein. Von dort aus springen die Schichten im Bereich Wulfhorst spitzwinklig in einer Grabenscholle nach Westenholz-Kirchdorf vor und werden seitlich von den Gesteinen des Mittel- und Obersantons begrenzt.

Die Mächtigkeit des Unteren Untercampans beträgt im Münsterland insgesamt etwa 90 m. Im Blattgebiet sind ca. 40 – 50 m erhalten.

# Känozoikum

## 3.4 Tertiär

Marine, fluviatile oder limnische Ablagerungen aus der Tertiär-Zeit sind innerhalb des Blattgebiets nicht bekannt. Während dieser Zeit unterlag der Betrachtungsraum der Verwitterung und der Abtragung. Stellenweise bildeten sich außerhalb des Blattgebiets, zum Beispiel auf dem Haarstrang und den Beckumer Bergen, Landterrassen heraus.

Auf den Tonmergel- und Kalkmergelsteinen der verschiedentlich auf den angrenzenden Blättern an der Geländeoberfläche anstehenden Kreide-Schichten sind stellenweise Schluffe oder Tone anzutreffen, die überwiegend als junge Verwitterungserscheinungen angesehen werden müssen. Darüber hinaus dürften aber auch während der wärmeren Phasen des Pleistozäns und im Tertiär auf den carbonatführenden Gesteinen Braunlehme (Terra fusca) entstanden sein. Von diesen ehemals mächtigen und deutlich horizontierten Bodenbildungen sind heute nur noch kleinflächige Reste erhalten. Im Gelände sind sie nur schwer zu erkennen. Eventuell sind Teile der bereichsweise auf den Tonmergelsteinen des Blattgebiets vorhandenen grauen, häufig pseudovergleyten Verwitterungsprodukte als derartige Reliktböden anzusehen.

## 3.5 Quartär

Die Geländeoberfläche des Blattgebiets wird durchweg von den Ablagerungen des Quartärs eingenommen. Sie sind dem Kreide-Untergrund diskordant in wechselnden Mächtigkeiten aufgelagert, die von wenigen Dezimetern im Bereich Westenholz-Mühlenheide und Westenholz-Wiebeler bis zu 40 m im Bereich des Delbrücker Rückens reichen. Die Tiefenlage und das Relief der darunter liegenden Kreide-Oberfläche ist der Tafel 2 (in der Anl.) zu entnehmen.

Die Zusammensetzung der Lockersedimente aus Kiesen, Sanden, Schluffen, Tonen und Torfen ist insbesondere eine Folge der Klimabedingungen im älteren Quartär, dem Pleistozän. Während der sich mehrfach abwechselnden Kalt- und Warmzeiten wurde ein kompliziertes System von ineinander verschachtelten, die klimatischen Wechsel widerspiegelnden Sedimentationskörpern geschaffen (RICHTER 1968; FLOHN 1969; SCHWARZBACH 1968, 1974, 1976; WOLDSTEDT & DUPHORN 1974; DUPHORN 1976), in denen die kaltzeitlichen Ablagerungen eindeutig vorherrschen. Die warmzeitlichen Ablagerungen treten demgegenüber stark zurück, zeichnen sich in der Regel jedoch durch eine größere Menge und Vielfalt von Floren- und Faunenelementen aus.

Die Zweischichtendarstellung auf der geologischen Karte gibt den Schichtenaufbau nur bis zu einer Tiefe von 2 m wieder. Dabei werden Deckschichten von weniger als 0,5 m Mächtigkeit in der Regel vernachlässigt. Eine Ausnahme bilden die holozänen Bach- und Flußablagerungen sowie die Moor- und Anmoorbildungen, die auch bei geringen Mächtigkeiten (z. T. unter 0,5 m) dargestellt wurden, um ihren Verlauf und ihre Ausdehnung zu verdeutlichen.

### 3.5.1 Pleistozän

Von der pleistozänen, durch eine Wechsellagerung von kalt- und warmzeitlichen Sedimenten gekennzeichneten Schichtenfolge sind innerhalb des Blattgebiets nur die Schichten-



glieder des ausgehenden Pleistozäns belegt. Sie umfassen den Zeitraum zwischen dem Mittelpleistozän (Elster-Kaltzeit, Holstein-Warmzeit, Saale-Kaltzeit) und dem Oberpleistozän (Eem-Warmzeit, Weichsel-Kaltzeit; vgl. Tab. 4).

Während des tiefen Mittelpleistozäns (Elster-Kaltzeit) wurden am Südrand des Münsterlandes kaltzeitliche fluviatile Kiese (Ältere Plänerschotter) einer Älteren Mittelterrasse 1 der Alme abgelagert, die möglicherweise bis weit in das Blattgebiet hineinreichten, jedoch später größtenteils wieder aufgearbeitet und umgelagert worden sind.

Im Mittelpleistozän war während der Holstein-Warmzeit die Sand- und Kiessedimentation bei gedämpfter Tiefen- und Seitenerosion und zunehmender Vegetation reduziert. In den grundwassererfüllten Senken bildeten sich Moore, höher gelegene Areale fielen trocken und Bodenbildung setzte ein. Erst gegen Ende dieses Abschnitts und zu Beginn der Saale-Kaltzeit tieften sich die Flüsse infolge stärkerer Wasserführung in den Untergrund ein. Die so geschaffenen Rinnen und Senken wurden mehr oder weniger gleichzeitig wieder mit Kiesen und Sanden (= Unterer Schneckensand) aufgefüllt. Im weiteren Verlauf des Drenthe-Stadiums, dem ersten Abschnitt der Saale-Kaltzeit, wurden im Vorfeld der Inland-eismasse – unter zunehmend periglazialen Klimabedingungen – die feinkörnigen Schluffe des Oberen Schneckensandes abgelagert. Sie wurden durch die glazilimnischen, glazifluviatilen und glazigenen Ablagerungen der Saale-Vereisung – Vorschüttungsand, Beckenschluff, Moränenablagerungen und Nachschüttungsand – abgelöst, die im Blattgebiet zum Teil in größerer Mächtigkeit über den Sedimenten des Oberen Schneckensandes verbreitet sind. Der nach einer kurzen Rückschmelzphase (Tab. 4) erfolgte neue Vorstoß des Saale-Eises im Warthe-Stadium erreichte das Blattgebiet nicht mehr. Während dieser Zeit herrschten vermutlich Verwitterung, Abtragung und Umlagerung.

Schichten der Eem-Warmzeit sind in den Bohrungen des Blattgebiets nicht nachzuweisen. Überwiegend in die Weichsel-Kaltzeit fällt die Sedimentation der Oberen Niederterrasse von Lippe und Ems, deren mehr oder weniger stark schluffiger bis schwach kiesiger Talsand über den älteren Quartär-Ablagerungen weit verbreitet ist und zum Teil bis auf die Kreide-Oberfläche herunterreicht. Mit der bis in das Weichsel-Spätglazial andauernden Aufschüttung der Oberen Niederterrasse ist eine kräftige Aufhöhung und Nivellierung der Landschaft verbunden. Die Ausgestaltung der Niederterrassenfläche mit der Bildung von Uferwällen und der Aufwehung äolischer Sedimente (Flugsand, Dünen) erfolgte im Weichsel-Hoch- bis -Spätglazial und setzte sich zum Teil bis in das Holozän hinein fort.

Innerhalb der vorliegenden quartären Schichtenfolge ist eine genaue stratigraphische Einstufung meist nur an den Punkten sicher belegt, wo mit der saalezeitlichen Grundmoräne ein eindeutiger Bezugshorizont gegeben ist. Im größten Teil des Blattgebiets liegen die ober- und mittelpleistozänen Sedimentfolgen jedoch ohne erkennbaren Hiatus übereinander. Erschwerend ist hierbei der Umstand, daß die Abfolgen petrographisch zum Teil recht ähnlich sind und sich häufig nur aufgrund des Fehlens oder Vorhandenseins von nordischen Geschieben als „prä-“ oder „postglazial“ einordnen lassen. Dies gilt umso mehr, als es sich bei den vorliegenden Bohrungen meist um Spülbohrungen mit entsprechenden Verunreinigungen durch Nachfall handelt. Die an einzelnen gut dokumentierten Aufschlüssen, Rammkernbohrungen und Sondierungen durchgeführten Korngrößen-, Schwermineral- und Pollenanalysen sowie absoluten Altersdatierungen (<sup>14</sup>C-Methode) liefern in der Regel nur ungefähre Anhaltspunkte, jedoch keine sicheren stratigraphischen Hinweise. Dies hat zum Teil eine vom jeweiligen Kenntnisstand abhängige Revidierung früherer stratigraphischer Einstufungen zur Folge (vgl. SKUPIN 1983 u. Kap. 3.5.1.5.1.1).

Wegen ungenügend vorliegenden Zeitmarken wurden die quartären Schichten daher lokal auch rein petrographisch gegliedert, so zum Beispiel im Bereich des Delbrücker Rückens (LOTZE 1951).

### 3.5.1.1 Elster-Kaltzeit

Ähnlich den Verhältnissen im zentralen und nördlichen Münsterland (LOTZE 1954, HESEMANN 1957, BAECKER 1963, THIERMANN 1983) sind die Auswirkungen der Elster-Kaltzeit im Bereich des östlichen Münsterlandes nur wenig bekannt. Moränenreste mit Geschieben der Elster-Kaltzeit, die nach THOME (1980, 1983) ähnlich denjenigen der Saale-Vereisung bis zum Südrand des Münsterlandes zu erwarten wären, sind bisher nicht belegt. Die südlichsten bekannten Vorkommen befinden sich am Nordrand des Weser- und Wiehengebirges (z. B. MEYER & SCHMID & WOLBURG 1977, WELLMANN 1990), wo als Relikte der Elster-Kaltzeit teils feuerstein- und kristallin-führende Sande, teils umgelagerte Relikte eines Geschiebemergels angesehen werden. Insgesamt scheint daher der Einfluß des elsterzeitlichen Eises auf ein Gebiet nördlich der Linie Texel – Emmen – Rheine beschränkt gewesen zu sein (ZANDSTRA in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Stattdessen sind im Betrachtungsraum aus dieser Zeit fluviatile Sande und Kies überliefert.

Tabelle 4  
Gliederung des Quartärs

	Jahre vor heute *	Norddeutschland	
Holozän	2500	Postglazial	Subatlantikum
	5000		Subboreal
	8000		Atlantikum
	9000		Boreal
	10000		Präboreal
Ober-  Pleistozän	11800	Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit
			Alleröd-Interstadial
			Ältere <i>Dryas</i> -Zeit
			Bölling-Interstadial
			Älteste <i>Dryas</i> -Zeit
	14000	Hochglazial	Meiendorf-Interstadial
			Pommern-Stadium
			Blankenberg-Interstadial
			Frankfurt-Stadium
			Brandenburg-Stadium
	18000	Weichsel-Kaltzeit	Denekamp-Interstadial
			Hengelo-Interstadial
			Moershoofd-Interstadial
			Odderade-Interstadial
			Brörup-Interstadial
30000	Frühglazial	Amersfoort-Interstadial	
Mittel-	115000	Saale-Kaltzeit	Eem-Warmzeit
	127000		Warthe-Stadium
			Rückschmelzphase (Interstadial?)
			Drenthe-Stadium
	245000		
	330000		Holstein-Warmzeit
Elster-Kaltzeit			

\* nach KLOSTERMANN (1992)

#### 3.5.1.1.1 Ältere Mittelterrasse 1 (Mä1)

Aus der Elster-Kaltzeit stammen im Bereich des südöstlichen Münsterlandes mit hinreichender Sicherheit lediglich die fluviatilen Sande und Kiese der „Hellwegtalung“ bei Hörster-Herlar (TK 25: 4316 Lippstadt; vgl. auch LOTZE 1951; SKUPIN 1985, 1995). Die dort lagern-

Tabelle 4  
(Fortsetzung)

Blattgebiet Mastholte	
— Ältere Mittelterrasse 1 (Mä1) = Ältere Plänerschotter	— — — — — Talsand (N,S), Talkies (N,G)
— Unterer Schneckensand (qho)	— — — — — Uferwall (w.S.sw) — — — — —
— Oberer Schneckensand (D.,p)	— — — — — Untere Niederterrasse (Nu) — — — — —
— — — — — Vorschüttungs- + Beckenschluff (D.S.gff11)	— — — — — Älterer Flugsand (.S.a11) — — — — —
— — — — — Grundmoräne (D.Mg)	— — — — — Ältere Dünen (.d11) — — — — —
— — — — — Knochenkies (N.Kn)	— — — — — Wiesenmergel (.Mw) — — — — —
— — — — — Sand-Schluff-Wechselfolge (N.S/U)	— — — — — Wiesenkaik (.Kw) — — — — —
— — — — — Schluff-Folge (N.U)	— — — — — Flugsand, unegliedert (.S.a)
	— — — — — Flugsand, schluffig (.S1.a)
	— — — — — Abschwemmassen (.S.u)
	— — — — — Jüngerer Flugsand (.S.a21)
	— — — — — Jüngere Dünen (.d21)
	— — — — — Auenterrasse (qhA)
	— — — — — Auensand (.S1.ta.,S.ta)
	— — — — — Auenlehm (.L.ta)
	— — — — — Niedermoor (.Hn)
	— — — — — Anmoor (.Hm)
	— — — — — Raseneisenstein (.Er)

den Plänerkiese (= „Ältere Plänerschotter“) sind Teil eines Schuttfächers der Uralme, der sich über den genannten Ablagerungsraum hinaus vermutlich bis weit in das Münsterland hinein ausgedehnt hat (LOTZE 1953). Wegen ihres spezifischen Geröllbestandes, vor allem der Gerölle aus dem Rheinischen Schiefergebirge, lassen sich die Kiese der Älteren Mittelterrasse unter den sandig-schluffigen oder auch kiesigen Niederterrassenablagerungen von Lippe und Ems über die Hellwegeebene hinaus nach Nordwesten bis an die Ems im Raum Wiedenbrück verfolgen. Ihr Nachweis, zum Teil auch in umgelagerter Form als

Unterer Schneckensand (s. Kap. 3.5.1.2), hat wesentliche Erkenntnisse zur Talgeschichte von Alme, Lippe und Ems gebracht. Nach bisheriger Auffassung nahm die präsaalezeitliche Uralme nach Verlassen der Turon-Höhen unter Aufspaltung (Bifurkation) sowohl einen nordwestlichen als auch einen westlichen Verlauf. Diese beiden Arme wurden als Vorläufer der heutigen Ems und Lippe angesehen (LOTZE 1953, THIERMANN 1974, SPEETZEN 1990). Nach neueren Untersuchungen ist die Verzweigung der Uralme allerdings in Frage zu stellen (SKUPIN 1994 a, SKUPIN & STAUDE 1995). Stattdessen dürfte sich ein breiter Schwemmfächer in Richtung Südost – Nordwest quer durch das östliche Münsterland gezogen haben.

**Gesteine:** Die Ablagerungen der Älteren Mittelterrasse 1 nördlich von Hörste-Herlar bestehen aus einem grauen bis braungrauen schluffigen bis stark schluffigen, sandigen Kies, der stellenweise von gelbbraunen, schwach sandig-tonigen Schlufflagen und -linsen unterbrochen wird. Petrographisch bestehen die einzelnen Kieskomponenten neben hellgrauen einheimischen Plänerkalksteinen der Oberkreide und braunrotem Gault-Sandstein der Unterkreide aus einem beträchtlichen Anteil von Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. Hierbei handelt es sich vor allem um Grauwackesandsteine des Oberkarbons (Arnsberg-Schichten), Lydite des Unterkarbons, Roteisensteine des höheren Mitteldevons und Kalksteine aus dem Massenkalk des Mittel- bis Oberdevons. Hinzu treten Quarzite des Oberkarbons und verkieselte Carbonatgesteine, wie sie auf der Hochfläche des Briloner Massenkalks anzutreffen sind.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Über den Entstehungszeitraum der Terrassenreste nördlich von Hörste-Herlar liegen keine genauen Hinweise vor. Aufgrund ihrer Höhenlage von ca. + 80 bis + 85 m NN, das heißt ca. 10 – 15 m über dem nächst jüngeren Terrassenniveau des Unteren Schneckensandes – etwa an der Basis des Delbrücker Rückens – werden sie jedoch entsprechend den Verhältnissen auf Blatt Lippstadt (vgl. SKUPIN 1995) als Relikte der Älteren Mittelterrasse 1 angesehen. Für ein hohes Alter dieser Terrassenschotter spricht unter anderem die starke Verwitterung der Kiese, die durchweg durch eine auffällig gelb- bis rostbraune Rinde aus Brauneisen gekennzeichnet sind.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Ablagerungen der Älteren Mittelterrasse 1 sind im Blattgebiet nur südlich der Lippe, ca. 1 km südlich Mettinghausen nachzuweisen. Mit einer Mächtigkeit von 2 – 3 m bilden sie dort den nördlichen Ausläufer eines größeren Vorkommens auf Blatt Lippstadt.

### **3.5.1.2 Holstein-Warmzeit**

Das Vorhandensein von Ablagerungen der Holstein-Warmzeit ist an vielen Stellen innerhalb von Nordrhein-Westfalen gesichert (HESEMANN 1975). Im Bereich des Münsterlandes ist ihr Auftreten dabei vor allem an verschiedene, in den präquartären Untergrund eingetiefte Rinnensysteme gebunden (z. B. Vorosning-Rinne, Urems-Rinne, Ems-Werse-Rinne; HESEMANN 1950 a, LOTZE 1954, BAECKER 1963). Die Vorosning-Rinne reicht schon gegen Ende der Elster-Kaltzeit bis in das südöstliche Münsterland (THIERMANN 1974). In ihrem Verlauf kennt man seit längerem ein Vorkommen im Bereich der Ziegelei Eusterbrock (TK 25: 4115 Rheda-Wiedenbrück), das von SCHMIERER (1933), WEHRLI (1941) und ARNOLD (1977) in die ausklingende Holstein-Warmzeit oder die beginnende Saale-Kaltzeit gestellt wird. Von den im Blattgebiet vertretenen Gesteinen dürften die Kiese und Sande des Unteren Schneckensandes in der Holstein-Warmzeit entstanden sein. Eine Gegenüber-

stellung der erarbeiteten stratigraphischen Gliederung mit den für den Delbrücker Rücken erarbeiteten Sedimentationssequenzen LOTZE (1951) zeigt Tabelle 5 (vgl. SKUPIN 1987).

Tabelle 5  
Stratigraphische Abfolge im Bereich des Delbrücker Rückens

	Blattgebiet Mastholte	LOTZE (1951)	
0–2m	Flugsand (Pleistozän/Holozän)	fluvioglaziale Sande	
0–5,3m	Grundmoräne (Drenthe-Stadium)	Grundmoräne (Saale-Kaltzeit)	
15–20m	Vorschüttand und Beckenschluff Kryoturbationsstrukturen (Drenthe-Stadium)	mittelgrobe reine Quarzsande = Sequenz III	"präsaalisch"
5–12,2m	sandiger Schluff bis schluffiger Sand, z. T. humos, Schneckenschalen; stellenweise kryoturbat verformt (= Oberer Schneckensand, Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit)	vorwiegend feinkörnige, lehmige Sande, oben lößartiger Schluff = Sequenz II	
0,7–10m	Kies und Sand, stellenweise Schluff (= Unterer Schneckensand, Holstein-Warmzeit)	unten etwa 5m Schotter bis geröll- führende Grobsande; oben tonige Schluffe mit torfiger Lage = Sequenz I	

### 3.5.1.2.1 Unterer Schneckensand (qho)

Unterer Schneckensand THIERMANN 1970

**Gesteine:** Nach den aus den verschiedenen Rammkern- und Spülbohrungen vorliegenden Bohrproben bestehen die Sedimente des Unteren Schneckensandes aus grauem, sandig-schluffigem Kies mit einzelnen Zwischenlagen aus Fein-, Mittel- und Grobsand sowie dünnen Lagen aus grauem bis dunkelgrauem, feinsandigem, schwach tonigem Schluff. Entsprechend ihrer Entstehung durch Aufarbeitung und Umlagerung von Kiesmaterial der Älteren Mittelterrasse 1, also des Schotterfächers der Uralme, handelt es sich bei den Kiesen überwiegend um Plänerkiese aus Oberkreide-Material. Daneben sind vor allem paläozoische Bestandteile des Rheinischen Schiefergebirges sowie Unterkreide-Sandsteine des Eggegebirges anzutreffen. Nordische Geschiebe fehlen. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Gesteinskomponenten sind in Tabelle 6 wiedergegeben. Im Zentrum dieses breiten Abflusssystems der Alme und ihrer Nebenbäche, zu dem auch der Betrachtungsraum gehört, beträgt der Anteil an paläozoischen Bestandteilen vereinzelt mehr als 30 % (s. Tab. 6). Außerhalb des Blattgebiets geht der paläozoische Anteil nach Westen hin allmählich bis auf weniger als 5 % zurück (SKUPIN 1994 a).

Das Schwermineralspektrum zeigt für den Bereich Westenholz innerhalb der Bohrung Hagenhoff (s. Kap. 10.2: Brg. 9) ein deutliches Überwiegen der Komponenten Zirkon (ca. 36 %), Epidot (ca. 26 %) und Granat (ca. 21 %) gegenüber Turmalin (ca. 8 %), Grüner Hornblende (ca. 6 %) und Rutil (ca. 2,5 %). Die übrigen Schwerminerale, zum Beispiel Staurolith und Alterit, spielen mit durchweg weniger als 2 % eine untergeordnete Rolle (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

**Fossilien:** An tierischen Resten sind im Unteren Schneckensand stellenweise (z. B. Bohrung CB 73/93, R 59 270, H 40 490, Teufe: 16 – 17 m) Schalenreste von Schnecken

**Tabelle 6**  
**Geröllanalysen von Kiesen des Unteren Schneckensandes**

Aufschluß- Bohrung	Tiefe (m)	Lage		Oberkreide		Gault- Sandstein (%)	Schiefergebirgs- gestein (%)
		R	H	Plänerkalkstein (%)	Sandstein (%)		
CB 1/86	9 – 11	57 910	30 350	66,7	—	33,3	—
CB 2/86	7 – 10	60 440	32 670	68,2	—	13,6	18,2
CB 4/86	25 – 26	63 260	35 030	44,4	44,4	11,2	—
CB 11/86	20 – 25	65 080	36 650	85,3	1,0	4,0	9,7
CB 12/86	10 – 11,5	63 390	37 340	65,6	8,6	10,3	15,5
CB 14/89	18 – 20	63 900	35 070	74,5	—	7,3	18,2
CB 28/89	21 – 22	54 410	38 540	64,2	—	7,6	28,2
CB 40/90	15 – 17,5	64 880	34 870	82,4	2,6	3,9	11,1
CB 41/90	16 – 17	64 290	37 400	78,7	3,2	5,7	12,4
CB 42/90	18 – 19	63 560	38 310	74,1	4,3	6,8	14,8
CB 47/90	9 – 10	62 580	38 830	76,7	3,3	1,7	15,0
CB 50/90	7 – 8	59 980	36 130	76,8	4,3	6,6	12,3
CB 57/90	9 – 9,5	60 150	37 210	75,0	—	6,3	18,7
CB 58/90	7 – 7,5	61 370	37 450	72,7	—	9,1	18,2
CB 59/90	7 – 7,5	62 180	36 510	82,6	—	8,7	8,7
Lübbers	13,4	63 190	38 540	58,6	0,9	5,4	35,1
Berkemeier	14,7 – 16,9	65 170	38 820	81,7	0,8	4,3	13,2
Hornig	17,5 – 17,6	62 660	36 260	84,7	—	1,6	13,7
Hagenhoff	28,7 – 28,8	64 280	35 310	64,0	0,7	7,8	27,5
Sudhägerbruch	16,8	65 340	33 020	80,4	1,5	3,4	14,7

und Muscheln anzutreffen, die in einem feuchten Milieu und im verkrauteten Flachwasser lebten. Im einzelnen handelt es sich hierbei um die Arten *Valvata piscinalis* (MÜLLER), *Pisidium amnicum* (MÜLLER) und *Unio* sp. (Bestimmung H. SCHÜTT, Düsseldorf-Benrath). Pflanzliche Reste (Hölzer, Torfe, Humusbeimengungen), wie sie beispielsweise auf dem Nachbarblatt Rietberg nachgewiesen wurden (LENZ, in Vorbereitung.), konnten im Blattgebiet nicht gefunden werden.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Ausgehend von einer nacheiszeitlichen Erosionsphase und einer daran anschließenden fluviatilen Sedimentationsphase während der ausgehenden Holstein-Warmzeit bis beginnenden Saale-Kaltzeit – wie sie im übrigen Münsterland nachzuweisen ist – sind die meisten an der Basis der saalezeitlichen Sedimentabfolge vorhandenen Sand- und Kiesablagerungen vermutlich nicht als Erosionsreste der eiszeitlichen Älteren Mittelterrasse 1, sondern als Ablagerungen der Holstein-Warmzeit anzusehen. Dafür spricht zum einen die im Vergleich zur Älteren Mittelterrasse 1 größere Tiefenlage, zum anderen das bereichsweise Vorhandensein von warmzeitlichen Pflanzenresten (z. B. auf Blatt Rietberg). Als Hinweis darauf ist eventuell auch der im Vergleich

zum Oberen Schneckensand der Bohrung Hagenhoff (s. Kap. 3.5.1.3.1.1) höhere Zirkongehalt zu werten, der für eine gewisse Anreicherung unter den wärmeren Klimaverhältnissen der Holstein-Warmzeit spricht (vgl. SKUPIN 1983). Eventuell sind die höheren Werte aber auch auf die im Unteren Schneckensand höheren Anteile paläozoischer Grauwackesandsteine und deren Zirkonanteile zurückzuführen. Allerdings ist auch ein jüngeres, das heißt frühsaalezeitliches Alter nicht auszuschließen (s. Kap. 3.5.1.3.1.1).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Ablagerungen des Unteren Schneckensandes haben im Blattgebiet, zum Beispiel im Bereich des Delbrücker Rückens, eine weite Verbreitung. Von dort aus setzen sie sich in nördlicher und südlicher Richtung unter den Sedimenten der Lippe- und Emsniederterrasse fort, wobei sie mehr und mehr durch die erosiv von oben nach unten in die älteren Ablagerungen eingreifenden Ablagerungen der Oberen Niederterrasse ersetzt werden. Die Kiese und Sande liegen im allgemeinen in einer Mächtigkeit von 2 – 5 m auf dem Kreide-Untergrund, doch werden stellenweise in rinnen- oder kolkartigen Übertiefungen auch Mächtigkeiten von bis zu 10 m erreicht.

### 3.5.1.3 Saale-Kaltzeit

Während der Saale-Kaltzeit drang das nordeuropäische Inlandeis erneut weit nach Süden vor. Von den beiden großen Eisvorstößen dieser Zeit erreichte jedoch nur der erste, der Drenthe-Vorstoß (Drenthe-Stadium), das Blattgebiet, während der jüngere, der Warthe-Vorstoß (Warthe-Stadium), nur noch bis Norddeutschland kam.

Die Auswirkungen des ersten Eisvorstoßes während des Drenthe-Stadiums finden sich mehr oder weniger deutlich im Blattgebiet wieder. Dabei machte sich das Herannahen des Inlandeises schon frühzeitig bemerkbar. Frostsprengung, Bodenfließen und Staubsandablagerungen (Löß) waren Zeichen eines sich ständig abkühlenden Periglazialklimas. Schließlich wurde das Gebiet von der Vereisung selbst erfaßt und unter Eis und Geröll begraben. Die Ablagerungen mehrerer kurz nacheinander aus Nordost bis Nordwest in die Westfälische Bucht eindringender Gletscherströme (Emslandgletscher 1 – 4, s. SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993) sind in unterschiedlichen Ausbildungen erhalten. Dabei ist insbesondere die Grundmoräne zu nennen, die stellenweise beträchtliche Mächtigkeiten erreicht. Unmittelbar vor der Eisfront kam es durch Schmelzwässer zur Ablagerung von Sanden und Kiesen (Vorschütt sand). In abflußlosen Senken setzten sich feinkörnige Beckensedimente (Beckenschluff) ab. Während des Eisrückzuges wurden erneut Schmelzwasserablagerungen aufgeschüttet (Nachschütt sand), im Blattgebiet jedoch nachträglich wieder vollständig abgetragen.

Aus der Rückschmelzphase zwischen Drenthe- und Warthe-Stadium sind warmzeitliche Sedimente nicht bekannt. Es ist anzunehmen, daß das Blattgebiet in dieser Zeit, wie auch im nachfolgenden Warthe-Stadium, der Verwitterung und Abtragung unterlag.

#### 3.5.1.3.1 Drenthe-Stadium

##### 3.5.1.3.1.1 Oberer Schneckensand (D,,p)

Oberer Schneckensand HESEMANN 1950 b  
Älterer Löß ARNOLD 1977

**Gesteine:** Auf die grob- bis feinklastischen Ablagerungen der Uralme (= Unterer Schneckensand) folgen im Bereich von Delbrücker Rücken und Langenberger Sporn fein-

körnige Sand- und Schluffabsätze. Bei den Ablagerungen handelt es sich um einen kalkhaltigen (5 – 15 %  $\text{CaCO}_3$ ), schwach tonigen, stark mittel- bis feinschluffigen Grobschluff (= „Löß“) mit gelegentlichen Feinsandlagen und einem wechselnden Gehalt an organischer Substanz (Sand-, Schluff- und Torfmudden). Letztere ist lagenweise, so vor allem an der Basis, stark angereichert und bildet dort als schwarzbraune Torfschicht die Grenze zum unterlagernden Unteren Schneckensand. Der Anteil an Kiesen (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gesteine) ist im allgemeinen gering und nur lagenweise erhöht. Im frischen Zustand grau, graublau oder je nach Humusgehalt dunkelbraun bis schwarzgrau gefärbt, nehmen die Ablagerungen unter dem Einfluß der Verwitterung einen grünlichgrauen, gelbbraunen oder gar rostbraunen Farbton an.

Das Schwermineralspektrum ist im Bereich der Bohrung Hagenhoff (Kap. 10.2: Brg. 9) durch die Schwerminerale Epidot (ca. 28 %), Zirkon (ca. 25 %) und Granat (ca. 20 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Grüne Hornblende (ca. 8 %), Turmalin (ca. 7 %), Rutil (ca. 4 %), Alterit (ca. 2,5 %) und Disthen (ca. 2 %). Die Gehalte der übrigen Schwerminerale liegen im Schnitt bei 1 % oder weniger. Diesen Durchschnittswerten stehen innerhalb des Profils durchaus größere Schwankungsbereiche für die einzelnen Schwerminerale gegenüber, die mit 8 – 39 % für Zirkon, 12 – 30 % für Granat und 21,5 – 36,5 % für Epidot recht beträchtlich sein können. Auffallend sind deutliche Änderungen in der Schwermineralverteilung des Bereichs wenige Meter über dem Unteren Schneckensand, wo ein häufiger Wechsel von Schluff- und Sandlagen mit einzelnen Kieseinlagerungen zu beobachten ist. Insgesamt entspricht die Schwermineralführung ungefähr den Werten des Oberen Schneckensandes aus der ca. 2 km nordöstlich davon niedergebrachten Bohrung „Gut Heihoff“ (TK 25: 4217 Delbrück, SKUPIN 1983). Ein quantitativer Unterschied gegenüber der Schwermineralführung des Unteren Schneckensandes läßt sich kaum erkennen, sieht man von dem geringeren Zirkongehalt im Oberen Schneckensand ab (s. Kap. 3.5.1.2.1; Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fossilien: Der Fauneninhalt der Schichten beschränkt sich nach der Bestimmung von U. STEUSLOFF (Gelsenkirchen-Buer) auf eine gering bis mäßig individuen- und artenreiche Schneckenfauna mit *Succinea (Succinella) oblonga* DRAPARNAUD, *Succinea antiqua* COLBEAU und *Trichia (Trichia) hispida* (LINNAEUS). Diese Vergesellschaftung ist bezeichnend für den europäischen Löß. Hierbei handelt es sich um kälteresistente Arten, die auf offene, großenteils gehölzfreie Landschaften hindeuten und die heute in kalten Steppen, Tundren sowie im Hochgebirge leben (LOŽEK 1964, 1965). Die sonst innerhalb dieser sogenannten *Pupilla*-Fauna (KUKLA 1978) häufig anzutreffenden und deshalb namengebenden Formen von *Pupilla*, etwa *Pupilla (Pupilla) muscorum* (LINNAEUS) oder *Pupilla (Pupilla) sterri* VOITH (SKUPIN 1985) wurden nicht gefunden, was zum einen auf die ungenügenden Aufschlußverhältnisse, zum anderen auf ein ursprüngliches Fehlen infolge ungünstiger Lebensbedingungen zurückzuführen sein mag. So ist der *Pupilla*-Anteil an feuchteren Standorten nach LOŽEK (1965) reduziert, andererseits werden von *Succinea oblonga* DRAPARNAUD heute feuchte bis mittelfeuchte Biotope bevorzugt. Schließlich könnte es auch aufgrund von sekundären Umlagerungen von Lößmaterial zu einer abweichenden Faunenzusammensetzung gekommen sein. Ein Hinweis auf das während dieser Zeit herrschende kalte Klima ist das Vorkommen von *Vertigo genesii* (GREDLER), einer kleinen Pupillide, auf den angrenzenden Blattgebieten Rietberg (LENZ in Vorbereitung.) und Delbrück (LOTZE 1951).

Die an verschiedenen schwach humosen bis torfigen Einschaltungen vorgenommenen pollenanalytischen Untersuchungen erwiesen sich durchweg als wenig aufschlußreich. In



der Rammkernbohrung Hagenhoff in Westenholz (s. Kap. 10.2: Brg. 9) war fast das gesamte Profil weitgehend pollenarm oder -leer. Nur in wenigen Abschnitten konnten größere Pollenmengen gewonnen werden, wobei das Spektrum von Pollen der Nadelhölzer *Pinus* (Kiefer) und *Picea* (Fichte) beherrscht wird. Daneben sind noch *Betula* (Birke) und *Alnus* (Erle) bedeutsam. Ähnliches gilt auch für das Profil Lübbers, direkt neben der Grundwassermeßstelle 116 281 im Bereich Westenholz-Schöning (s. Kap. 10.2: Brg. 7), wo in dem unmittelbar über dem Unteren Schneckensand ausgebildeten Basistorf (Tiefe: 11,65 – 11,80 m) vorwiegend Anteile von Kiefer (75 – 96 %), Birke (ca. 5 %), Fichte (1 bis 2 %), Tanne (1 – 2 %) und Eichenmischwald (ca. 4 %) angetroffen wurden. Vergleichbare Verhältnisse fanden sich auch in einem im Profil wenig höher liegenden Torfband (Tiefe: 10,15 – 10,86 m), wo an Baumpollen 74 % Kiefer, 14 % Birke und 6 % Erle nachgewiesen wurden. In den hangenden Partien der Bohrung nahm der Pollengehalt der Proben bis zur Nichtauswertbarkeit ab (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Wegen des Mangels an verwertbaren Faunen- und Pollenassoziationen im Profil des Oberen Schneckensandes muß man davon ausgehen, daß zu dieser Zeit eine offene, baumarme Vegetation vorherrschte, die auf ein mehr oder weniger gemäßigt arktisches, eventuell noch subarktisches Klima schließen läßt. Nur im Übergangsbereich Oberer/Unterer Schneckensand bieten die Pollenspektren das Vegetationsbild eines noch lichten borealen oder schon subarktischen Nadelwaldes.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Wechselnde Korngrößenzusammensetzung sowie die bereichsweise auftretenden Kies-, Sand- und Schneckenlagen weisen auf eine parautochthone, vermutlich solifluidale Ablagerung während eines relativ kalten Klimas hin, in dem es auch zur Eiskeilbildung kam (Kap. 10.2: Brg. 9). Schluffakkumulationen mit gelegentlichen fluviatilen Einschaltungen und solifluidalen Umlagerungen sind charakteristisch für den Beginn einer kalten Klimaperiode, bevor es mit fortschreitender Abkühlung zur echten Fluglößbildung kommt (HAASE & LIEBEROTH & RUSKE 1970: 156). Das Vegetationsbild deutet auf den Übergang von einer Warm- zu einer Kaltzeit hin. Da die Pollenspektren von den stratigraphisch weitverbreiteten Elementen Kiefer, Fichte und Birke beherrscht werden, ist eine hinreichend genaue zeitliche Einstufung unmöglich. Nach der Lage im Profil ist jedoch eventuell auch der Vegetationsabschnitt eines fröhndrenthezeitlichen Interstadials (z. B. Hoogeveen-Interstadial, vgl. SKUPIN 1995) erfaßt.

Generell sprechen die Befunde somit für eine Situation, in der es vor dem aus Norden heranrückenden Inlandeis nur noch zeitweise zur Bewaldung oder Herausbildung einer Grasvegetation (Steppe) gekommen ist. Nach Phasen kurzzeitiger Klimaerwärmung (Interstadial) sanken die Temperaturen im weiteren Verlauf gleichmäßig ab.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Obere Schneckensand kommt am Nord- und Westrand des Delbrücker Rückens nahe an die Geländeoberfläche heran und setzt sich besonders nördlich des Delbrücker Rückens bis weit unter das Niederterrassengebiet der Ems fort. Er steht dort teils direkt an der Geländeoberfläche, teils wenige Meter unterhalb der weichselzeitlichen Talsande an und macht sich vor allem im Bereich Westenholz infolge seiner stauenden Wirkung gegenüber dem Hangwasser des Delbrücker Rückens durch eine kräftige Niedermoorbildung bemerkbar. Entsprechend dem wechselnden Relief des Untergrundes beziehungsweise der uneinheitlichen Morphologie der Hangendfläche als Folge der jungpleistozänen Erosion, reicht die Mächtigkeit des Oberen Schneckensandes von wenigen Dezimetern bis über 12 m in Mulden oder tiefen Rinnen.

### 3.5.1.3.1.2 Vorschütt sand und Beckenschluff (D,S,gf(1))

**Gesteine:** Die Vorschüttablagerungen gehen aus den grauen, humosen Schluffen des Oberen Schneckensandes (= Sequenz II, s. Tab. 5) mehr oder weniger kontinuierlich hervor. Bei wechselndem, jedoch insgesamt zunehmendem Sandanteil tritt der Schluffgehalt mehr und mehr zurück. Vor allem in den höchsten Profilabschnitten der Vorschüttablagerungen, das heißt etwa in den obersten 3 – 4 m, herrschen mehr oder weniger reine Sande vor, die allerdings immer wieder von kräftigen Schluffpaketen unterbrochen werden (vgl. ARNOLD 1977). Die Färbung dieser Schluffe ist meist braun, gelbbraun oder rostbraun, humose Bestandteile fehlen vollständig. Die zwischenlagernden Fein- bis Mittelsande, zum Teil Grobsande, sind gelb bis gelbbraun. Nordische Geschiebe in Fein- bis Mittelkiesgröße sind im allgemeinen nur in geringer Zahl anzutreffen, können in einzelnen Lagen aber auch angereichert sein. Im Grenzbereich zum Oberen Schneckensand sind vielfach rötliche bis rostbraune Infiltrationen von Brauneisen festzustellen.

Vereinzelte kleinere und größere Aufschlüsse in den Vorschüttablagerungen im Bereich Westenholz (temporärer Baugrubenaufschluß in Westenholz, R 62 940, H 35 740; Baugrube Schulzentrum Westenholz, Kap. 10.1: Aufschl. 4; Hof Schormann, R 64 600, H 35 610) und Ostlangenberg (ehemalige Sandgrube Diestmann, Kap. 10.1: Aufschl. 2) zeigen eine teils engständige, teils weitständige Wechsellagerung von Sand und Schluff. Stellenweise, so etwa in der Bohrung Hagenhoff (Tiefe: 11,50 – 12,20 m), ist lokal eine warvenartige Schichtung ausgebildet (Kap. 10.2: Brg. 9). Generell ist im Bereich Westenholz vor allem schluffiges, in Ostlangenberg sandiges Material anzutreffen, was auf die lokal unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des Gletschereises hinweist. Dies verdeutlicht auch ein Vergleich der Aufschlüsse der Baugrube Schulzentrum Westenholz und der ehemaligen Sandgrube Diestmann in Ostlangenberg, wo im ersten Fall direkt unter der Steinsohle der Grundmoräne mächtige Schluffe, im Bereich Ostlangenberg dagegen mehrere Meter schwach schluffiger Feinsand sedimentiert worden sind. Generell handelt es sich bei den feinkörnigen Einschaltungen fast ausschließlich um schluffiges Material, während echte Beckentone, also Warven mit dünnen Winter- und breiten Sommerlagen, nur selten in den Vorschüttanden angetroffen werden. Zu nennen ist hier etwa ein Vorkommen östlich von Westenholz im Bereich des Hofes Schormann, wo in einem temporären Baugrubenaufschluß (s. Kap. 10.1: Aufschl. 6) auf eine vertikale Erstreckung von 8 cm sechs bis sieben Warven zu beobachten waren. Innerhalb dieser Warvensequenz nahm der Sandgehalt von oben nach unten ab und der Ton- und Schluffgehalt zu. Breitere Sandzwischenlagen waren wiederum die Ausnahme, ebenso das Auftreten von nordischem Kristallin oder Feuerstein in Fein- bis Mittelkiesgröße, das nur im Bereich von Ostlangenberg in größeren Anteilen zu beobachten war. Das Einfallen der Schrägschichtung in den vorliegenden Sandzwischenlagen betrug ca. 10 – 15° in Richtung Nordnordwest (350°) und war somit der angenommenen Vorstoßrichtung des Eises entgegen gerichtet. Ein ähnliches Schichteinfallen (20° N) wurde in einem temporären Baugrubenaufschluß am Südrand von Westenholz (R 62 940, H 35 740) angetroffen und wird auch für den Vorschütt sand der Sandgrube Diestmann in Ostlangenberg erwähnt (ARNOLD 1953 a).

Der rasche Material- und Schichtlagerungswechsel von Aufschluß zu Aufschluß und die zum Teil engständige Wechselfolge von kreuzgeschichteten Sanden mit feingebänderten, horizontal geschichteten Sanden und Schluffen geben die unterschiedlichen Strömungsverhältnisse im Vorland des Gletschers wieder. Neben rasch fließenden Gewässern in unmittelbarer Nähe des Eises und der Sedimentation von Mittel- und Grobsanden zusam-

men mit nordischem Kristallin und Feuerstein waren auch ruhiger strömende oder stehende Gewässer vorhanden, in denen es zur Ablagerung der feineren Schluff- und Tontrübe kam. Daneben spielte auch der mehr oder weniger rhythmisch ablaufende Wechsel des Klimas eine Rolle, wie er etwa in der Jahresschichtung der Warven zum Ausdruck kommt.

In manchen Bereichen der glazilimnischen sandig-schluffigen Wechselfolge sind intensive Schichtenstörungen anzutreffen, welche die Prozesse des periglazialen Klimabereichs im Vorfeld des skandinavischen Inlandeises widerspiegeln. Hierbei handelt es sich um ein Spektrum von einfachen intraformationellen Schichtenverfaltungen bis hin zu ausgedehnten Wickelstrukturen und Kryoturbationerscheinungen. Periglazialbildungen innerhalb der Vorschüttablagerungen sind nicht auf einen bestimmten Horizont beschränkt. Sie scheinen allerdings etwas gehäuft dort aufzutreten, wo ein regelmäßiger Wechsel von Material unterschiedlicher Korngröße und somit auch von unterschiedlichen bodenphysikalischen Eigenschaften gegeben ist (s. Kap. 3.5.1.5.7).

**Altersstellung und Abgrenzung:** Die Vorschüttablagerungen gehören genetisch und damit altersmäßig zur Vorstoßphase des drenthezeitlichen Inlandeises. Sie sind dabei dem Sedimentationszyklus des Emslandgletschers 1 zuzuordnen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Die Abgrenzung im Liegenden zu der zumeist grauen bis dunkelgrauen Schluffserie des Oberen Schneckensandes und im Hangenden zum Geschiebemergel oder Geschiebelehm der Grundmoräne ist durch die unterschiedliche petrologische Ausbildung gegeben.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Zwischen den feinkörnigen Schluffablagerungen des Oberen Schneckensandes und der Grundmoräne des Saale-Hochglazials liegt im Bereich des Delbrücker Rückens eine durchschnittlich 15 – 20 m mächtige Serie von Vorschüttssand und Beckenschluff, in der in teils engerem, teils größerem Abstand Fein- bis Mittelsande, zum Teil auch Grobsande, Schluffe und schluffig-sandige Tone aufeinanderfolgen. Sie bilden entlang den Flanken des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns den höchsten, sichtbaren Teil der sogenannten Sockelschichten und umfassen die Sequenz II (höchster Teil) und III im Sinne von LOTZE (1951, vgl. Tab. 5).

#### 3.5.1.3.1.3 Grundmoräne (D,Mg)

Augenfälligstes Relikt des drenthezeitlichen Eisvorstoßes ist die Grundmoräne. Sie wurde beim Rückzug des Eises als Abschmelzprodukt des ehemaligen Gletscherkörpers an dessen Basis und Stirn zurückgelassen, wo sie entweder direkt auf präsaalezeitlichen Ablagerungen oder auf Vorschüttssand und Beckenschluff der Vorstoßphase liegt. Je nach Beschaffenheit des unmittelbaren oder in der Nähe anstehenden Untergrundes ist die Zusammensetzung der Grundmoräne häufig lokal stark geprägt, so daß in manchen Fällen von einer „Lokalmoräne“ (HINZE et al. 1989: 80) gesprochen werden muß.

**Gesteine:** Generell handelt es sich bei dem Grundmoränenmaterial (= till, PIOTROWSKI 1992) um einen grauen, graubraunen oder dunkelgrauen Geschiebemergel oder kalkfreien Geschiebelehm mit unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung vom Block bis zum Ton. Dabei ist der untere Teil der Moräne (= Basismoräne oder Setztill) als Sediment des sich aktiv bewegenden Gletschers mehr sandig-tonig, der obere Teil (= Binnen- oder Ablationsmoräne; BAECKER 1963; WOLDSTEDT & DUPHORN 1974) als Sediment des stagnierenden Gletschers mehr sandig-kiesig ausgebildet (EHLERS 1994: 74).

Der Mineralbestand ist für sämtliche Vorkommen im Blattgebiet recht ähnlich und setzt sich im Bereich Westenholz (R 63 280, H 35 430) nach der Röntgenbeugungsanalyse aus Quarz, sehr wenig Feldspat sowie den Tonmineralen Illit, Montmorillonit, Kaolinit sowie Spuren von Chlorit zusammen (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

In den tiefer liegenden Randbereichen von Delbrücker Rücken (z. B. Schulzentrum Westenholz, Kap. 10.1: Aufschl. 4) und Langenberger Sporn ist von der Grundmoräne meist nur noch eine Steinsohle erhalten, die ein wichtiger Bezugshorizont zur Abtrennung von Vorschüttssand und auflagerndem Flugsand ist.

Die in der Grundmoräne vorhandenen Geschiebe bestehen größtenteils aus nordischem Kristallin (Granit, Gneis, Porphyry), quarzitisches Sandsteinen (Kambrium/Silur Skandina-viens) sowie Kreide-Feuerstein (Flint) aus Norddeutschland und dem Ostseeraum.

Untersuchungen der Geschiebeführung von J. G. ZANDSTRA (Heemskerk, Niederlande) an zwei Grundmoränenvorkommen im Blattgebiet haben folgende Leitgeschiebeanteile erbracht:

- Westenholz (R 63 250, H 35 750)  
HZ 3250, Klasse 24 n (ZANDSTRA 1983, 1987)  
überwiegend südschwedisches Material, relativ reich an Dalarna-Geschieben (entspricht in den Niederlanden der dritten Eismasse der Saale-Vereisung)
- Langenberg (R 54 550, H 38 550)  
HZ 2260, Klasse 16 n (ZANDSTRA 1983, 1987)  
überwiegend südschwedisches Material, relativ reich an Dalarna-Geschieben (entspricht in den Niederlanden der dritten Eismasse der Saale-Vereisung)

Die Anteile aus den mittelschwedischen und ostfennoskandischen Herkunftsgebieten treten gegenüber südschwedischem Material zurück. Komponenten aus Südnorwegen fehlen.

Die Hesemann-Zahl **HZ** ist eine numerische Kennzeichnung für eine quantitative Leitgeschiebeanalyse nordischen Kristallins nach der Methode von HESEMANN (1930, 1939). Diese Methode zur quantitativen Klassifizierung von nordischen kristallinen Leitgeschieben einer Geschiebeaufsammlung berücksichtigt dabei prozentual die Herkunft aus vier Hauptverbreitungsgebieten Fennoskandiens und zwar Gebiet I: Ostfennoskandien, Gebiet II: Mittelschweden und angrenzende Ostsee, Gebiet III: Südschweden und angrenzende Ostsee sowie Gebiet IV: Südnorwegen. Für die Hesemann-Zahl 2260 der Aufsammlung Langenberg bedeutet dies etwa nach Aufrundung der einzelnen Prozentanteile auf volle Zehner und nach Streichung der Nullen, daß 20 % aus dem Gebiet I, 20 % aus dem Gebiet II, 60 % aus dem Gebiet III und 0 % aus dem Gebiet IV stammen.

Die Geschiebekombinationsklassen **n** sind eine Erweiterung der Methode nach HESEMANN. Nach Ergebnissen von Geschiebezählungen in den Niederlanden sind dort die Hauptgebiete I – IV nach HESEMANN in weitere einzelne (insgesamt zehn) Geschiebeverbreitungsgruppen aufgeteilt, wodurch die Beteiligung anderer wichtiger Geschiebe und Geschiebegruppen in diesen Gebieten besser berücksichtigt und herausgestellt wird. Unter Berücksichtigung dieser zusätzlichen Geschiebe und Geschiebegruppen und deren jeweiliges Auftreten miteinander sind danach 35 Geschiebekombinationsklassen auszuschneiden (ZANDSTRA 1983, 1987, 1988). Im Falle der Aufsammlung Langenberg mit der Geschiebekombinations-klasse 16 n nach ZANDSTRA bedeutet dies einen Anteil von 60 – 75 % südschwedischem und mehr als 15 – 30 % Dalarna-Material.

Neben dem nordischen Material treten vor allem im basalen, tonig-mergeligen Teil der Grundmoräne Sedimentärgeschiebe aus der Westfälischen Bucht sowie der nördlich bis nordwestlich vorgelagerten Mittelgebirgsschwelle auf, die von den Eismassen des Ems-land-Gletschers (SERAPHIM 1972, 1979, 1980) bei ihrem Weg bis zum Südrand der Westfä-

lischen Bucht mitgeführt wurden. Die bei Lippstadt aufgefundenen Großgeschiebe aus Sandstein stammen zum Beispiel aus dem Raum Bentheim (SPEETZEN in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993, SKUPIN 1995).

Verschiedentlich, so im Bereich Langenberg, ist die Grundmoränenzusammensetzung auch stark lokal geprägt („Lokalmoräne“). So besteht die Grundmoräne in der westlichen der zwei dicht beieinander liegenden Sandgruben Mönning und Diestmann am Ostende des Langenberger Sporns (R 54 000, H 38 520) aus einem 1,5 m mächtigen weißlichen Tonmergel, der vor allem – meist kleine – Geschiebe aus Kalksteinen der Oberkreide enthält (ARNOLD 1953 a).

**Altersstellung und Abgrenzung:** Nach dem vorliegenden Geschiebeinventar an nordischem Kristallin der beiden Moränenvorkommen Langenberg und Westenholz gehören die Geschiebemergelablagerungen zur zweiten Eismasse der drenthezeitlichen Inlandvereisung (Emslandgletscher 2), die neben einem hohen Prozentsatz an süd-schwedischem Material durch einen relativ hohen Anteil von mittelschwedischen Dalarna-Geschieben gekennzeichnet ist (ZANDSTRA in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Dieser sogenannte Emslandgletscher 2, der in den Niederlanden der dritten Eismasse der Saale-Vereisung entspricht, erreichte von Westen her das Blattgebiet und legte sich dort über die Sedimente des Emslandgletschers 1. Die Abgrenzung gegenüber den unterlagernden Oberkreide-Gesteinen sowie dem auflagernden Flugsand ergibt sich durch das Aussetzen der Geschiebeführung. Von den nur bereichsweise ausgebildeten Vorschütttablagerungen unterscheidet sich die Grundmoräne durch ihren deutlichen Tongehalt.

In der Mehrzahl der Fälle ist die Grundmoräne noch von einer geringmächtigen Sanddecke verhüllt (Abb. 4). Neben Flugsanden kommt noch Geschiebedecksand vor, der nach



Flugsand

Torf (Alleröd-Horizont)

Grundmoräne

Abb. 4

Flugsand über Grundmoräne, getrennt durch einen allerödzeitlichen Torf ( $^{14}\text{C}$ -Datierung  $11\,100 \pm 345$  J. v. h.). Aufgrabung bei Westenholz (R 63 280, H 35 430)

dem Auswaschen der Feinkornbestandteile zurückgeblieben ist (GRIMMEL 1973). Nachschütt sand ist nicht nachgewiesen. Darüber hinaus wird das ehemalige Vorhandensein oder das Anstehen der Grundmoräne in geringer Tiefe durch eine Steinsohle aus kleineren und größeren nordischen Geschieben und Feuersteinen sowie durch Findlinge angezeigt (MEYER 1986).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Von der einst in geschlossener Verbreitung vorhandenen Grundmoräne des nordischen Inlandeises sind im Blattgebiet Mastholte heute nur noch im Bereich des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns Reste anzutreffen. Sie lagert dort als zähe tonige Deckschicht über der fröhrendrethezeitlichen, sandig-schluffigen Schichtenfolge aus Vorschütt sand, Beckenschluff und Oberem Schnecken sand (= sogenannte Sockelschichten, ARNOLD 1977).

Die Mächtigkeit der Moränenablagerungen schwankt innerhalb des Verbreitungsgebiets nur in engen Grenzen und beträgt durchschnittlich 1 – 3 m. Die größte Moränenmächtigkeit wurde mit 5,3 m südöstlich von Westenholz nahe dem Scheitelpunkt des Delbrücker Rückens angetroffen (s. Kap. 10.2: Brg. 9).

#### Aufschlüsse:

– ehemalige Sandgrube Diestmann, Ostlangenberg (R 54 200, H 38 550)

#### 3.5.1.3.1.4 Periglaziale Strukturen

In den drenthezeitlichen Ablagerungen des Delbrücker Rückens und seinen unter der Lippe- und Ems-Niederterrasse teilweise erhaltenen Sockelschichten sind neben Frostspalten häufig flachwellige oder taschenförmige Verformungen der Schichtung zu beobachten, die auf den Einfluß des ehemals herrschenden Periglazialklimas zurückzuführen sind. Derartige Beobachtungen werden von ARNOLD (1977: 72 u. 100 – 101) aus der ehemaligen Sandgrube Mönnig im Bereich Langenberg (R 54 050, H 38 550) mitgeteilt. Dort ist der unter der Lokalmoräne anstehende Vorschütt sand kryoturbat stark verformt, so daß neben Wellungen auch tropfen- bis gekröseartige Formen („Klunker“, STEUSLOFF 1941) auftreten. Das Bild wird durch sanderfüllte Frostspalten ergänzt. Neben diesen direkt unter der Grundmoräne vorhandenen Frostbodenerscheinungen wurden derartige Schichtverformungen in der Rammkernbohrung Hagenhoff (Kap. 10.2: Brg. 9) sowohl in dem unter der Grundmoräne anstehenden Vorschütt sand (Tiefe: 8,8 – 11 m) als auch in dem darunter folgenden Oberen Schneckensand (Tiefe: 25,5 u. 28,2 m) beobachtet. Das heißt, noch 21,4 m unterhalb der Grundmoräne konnten periglaziale Schichtverbiegungen nachgewiesen werden.

Diese Beobachtungen fanden sich in einem Tagesaufschluß (s. Kap. 10.1: Aufschl. 5) ungefähr 1,5 km nordnordöstlich der Bohrung Hagenhoff bestätigt, wo im dort aufgeschlossenen Vorschütt sand ebenfalls taschenartige Verformungen der Schichten zu erkennen waren. Mit einer Position von 7 – 8 m unterhalb der Grundmoräne entspricht das Niveau in etwa dem höchsten Auftreten in der Bohrung Hagenhoff, kennzeichnet also wahrscheinlich einen Bereich flächenhaft auftretender Periglazialerscheinungen.

Nach EISSMANN (1981: 64) wird die Bildung von intraformationellen Kryoturbationsstrukturen und Eiskeilen dabei nicht so sehr durch die absolute Tiefe der herrschenden Temperatur, sondern vor allem durch einen häufigen Temperaturwechsel, wie er etwa im Frühglazial typisch war, begünstigt. Daneben spielt auch der Materialwechsel, das heißt die Schich-

tung eine wesentliche Rolle. Unterschiedliche Dichten, Wasseraufnahmefähigkeiten und Volumenänderungen der aneinandergrenzenden Gesteine führten beim Gefrieren und Wiederauftauen zu mehr oder weniger starken Ausgleichsbewegungen.

#### 3.5.1.3.2 Warthe-Stadium

Während des Warthe-Stadiums herrschten im Blattgebiet Verwitterung, Abtragung und Umlagerung vor. In der offenen Landschaft kam es entlang der Flüsse und Bäche bei gleichzeitiger Tiefen- und Seitenerosion zu ersten Ausräumungsvorgängen, durch die ein Teil der glaziären, glazifluvialen und glazilimnischen Sedimente wieder abgetragen wurde.

Entsprechend alte Erosionsformen könnten die im Bereich Westenholz an den Flanken des Delbrücker Rückens vorhandenen Geländestufen sein, die sich dort zwischen dessen Scheitelregion und der Verebnung der Niederterrasse einschieben (vgl. ARNOLD 1977: 78). Ablagerungen, die aus dem Warthe-Stadium stammen, wurden im Blattgebiet nicht gefunden.

#### 3.5.1.4 Eem-Warmzeit

Zu Beginn der Eem-Warmzeit setzte sich unter zunehmend humiden Klimaverhältnissen zunächst noch die Ausräumung und Einebnung der Landschaft bei nachlassender Tiefenerosion fort. Danach kam die Eintiefung zum Stillstand, und die Flüsse und Bäche schotterten wieder verstärkt auf. In den sumpfigen Flußauen flossen die Gewässer bei geringem Gefälle mäandrierend nach Westen und Nordwesten ab.

Eindeutige Ablagerungen aus dieser Zeit sind bisher nicht bekannt geworden. Vermutlich wurden sie, sofern vorhanden, durch die nachfolgende frühweichselzeitliche Erosion beseitigt. Als Relikt der ausgehenden Eem-Warmzeit bis frühen Weichsel-Kaltzeit werden im Bereich der unteren Lippe und der Emscher (BÄRTLING 1913, ANDREE 1927, STEUSLOFF 1951) die im unteren Teil der Oberen Niederterrasse vorhandenen Knochenkiese mit den Resten von Großsäugern angesehen (s. Kap. 3.5.1.5.1.1). Für das Blattgebiet Mastholte liegen derartige Hinweise wegen des Fehlens warmzeitlicher Säugerreste allerdings nicht vor.

#### 3.5.1.5 Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit, untergliedert in Früh-, Hoch- und Spätglazial (s. Tab. 4), wurde das Blattgebiet nicht mehr von dem sich von Skandinavien her südwärts ausbreitenden Inlandeis erreicht. Dessen südlichste Verbreitungsgrenze wird vielmehr durch den Endmoränengürtel des Brandenburg-Stadiums nördlich der Elbe markiert.

Das Blattgebiet lag somit im periglazialen Klimabereich mit langen kalten Wintern und kurzen kühlen Sommern (SCHNEEKLOTH & SICKENBERG 1968, SCHWARZBACH 1974, WOLDSTEDT & DUPHORN 1974). Nur kurzfristig kam es zwischen den Kältemaxima zu leichten Klimaerwärmungen (Interstadiale), die zu einer Ausbreitung der Vegetation führten. Sonst war der unter Dauergefrorenis liegende Boden weitgehend vegetationslos. Die Flüsse schotterten wieder auf. Entlang der Lippe und der Ems sowie der sie begleitenden Bäche entstand der Sedimentkörper der Niederterrasse mit seinen Uferwällen. In der Folgezeit wurde daraus sowie aus den offen liegenden Grundmoränen- und Schmelzwassersandflächen

das feinere Material ausgeblasen und nach mehr oder weniger langem Transport als Flug-sand, teilweise in Form von Dünen, wieder abgesetzt. An zahlreichen Punkten des Blatt-gebiets finden sich Formen des periglazialen Klimabereichs wie Steinsohlen, Windkanter, Eiskeile und Kryoturbationen. An den Hängen der Anhöhen fanden solifluidale Umlagerungen statt.

## Bach- und Flußablagerungen

Weite Bereiche des Blattgebiets werden von fluviatilen Lockergesteinen der Weichsel-Kaltzeit eingenommen. Beherrschendes Schichtglied ist der Terrassenkörper der Oberen Niederterrasse, der von dem entlang des Hauptvorflutern Lippe und Ems bestehenden Wildwassersystem (braided river) aufgeschüttet und flächenhaft über den anstehenden Locker- und Festgesteinsuntergrund ausgebreitet wurde. Er ist vermutlich größtenteils durch Aufarbeitung älterer Terrassenablagerungen entstanden. Hinzu kommen Komponenten aus nordischem Kristallin der saalezeitlichen Grundmoräne sowie sandige und schluffige Abtragsmassen der Senne, der Paderborner Hochfläche, des Haarstrangs und der Bek-kumer Berge. Die kiesigen Ablagerungen und Einschaltungen sind dabei den „Jüngeren Plänerschottern“ ARNOLDS (1977) gleichzusetzen. Mit einer Mächtigkeit von maximal 29 m werden durch die Ablagerungen der Oberen Niederterrasse die eem- bis frühweichsel-zeitlichen Erosionsformen zumindest teilweise wieder ausgeglichen. Stellenweise findet man auch Aufschüttungen der Unteren Niederterrasse. Die Auenterrasse gehört bereits dem Holozän an (s. Kap. 3.5.2.4).

### 3.5.1.5.1 Obere Niederterrasse

#### Ältere Niederterrasse ARNOLD 1977

Die Schichtenfolge der Oberen Niederterrasse wird durch das Über- und Nebeneinan-der petrographisch unterschiedlicher Schüttungskörper bestimmt, welche die zeitlich und räumlich wechselnden Ablagerungsbedingungen im Blattgebiet widerspiegeln. Je nach der geographischen Lage zum Rand der Westfälischen Bucht und damit nach dem jewei-ligen Einzugsgebiet sind die Ablagerungen der Oberen Niederterrasse innerhalb eines Niveaus unterschiedlich zusammengesetzt. So sind die oberflächennahen Schichten durch den Ausstrich unterschiedlich alter Terrassenkörper im Osten überwiegend sandig (Tal-sand) und im Westen stärker sandig-schluffig bis schluffig (Schluff-Folge und schluffiger Talsand) ausgebildet. Darüber hinaus kann für die Obere Niederterrasse auch eine verti-kale Untergliederung vorgenommen werden, welche dem Abflußgeschehen im eiszeitli-chen Klimazyklus entspricht (EISSMANN 1981).

Entsprechend der zu Beginn des Weichsel-Frühglazials steigenden Wasserführung der Gewässer und der damit einhergehenden kräftigen Tiefenerosion wurden die in den Fluß-tälern liegenden eemzeitlichen Ablagerungen vollständig aufgearbeitet, umgelagert und anschließend in den Schotterkörper mit aufgenommen.

Gegen Ende des Weichsel-Frühglazials wurde die Tiefenerosion durch eine verstärkte Seitenerosion abgelöst, und eine kräftige Talbodenaufhöhung setzte ein. Bei intensiver Frostverwitterung mit kryogenen Hangprozessen kam es zu solifluidalen Bodenverlage-rungen und -verschwemmungen. Das überwiegend feinkörnige, gelegentlich auch kiesige Material wurde von den damaligen Flüssen und Bächen aufgenommen und bei Hochwas-



ser über die zum Teil versumpften und vermoorten Niederungen weitflächig verteilt. Bei abnehmender Wasserführung infolge sinkender Temperaturen wurden die mitgeführten Sedimente immer feinkörniger, und die Feinschichtung der Schluff-Feinsand-Wechsellagerung erinnert zum Teil an eine limnische Ablagerung (Sand-, Schluff- und Torfmudden).

Mit dem Übergang zum trockenkalten Kontinentalklima des Weichsel-Hochglazials wurde die fluviatile Sedimentation zeitweilig unterbrochen oder der Transport des Materials auf kurze Entfernungen begrenzt. In den oberflächennahen Schichten kam es im jährlichen Wechsel von Auftauen und Gefrieren zur Herausbildung von Froststrukturböden mit Kryoturbationen und Eiskeilbildung (KRAMM & MÜLLER 1978). Etwa gleichzeitig mit der starken Abnahme der Wasserführung in den Zeiten extremer Trockenheit und Kälte wurden von den in zahlreiche Rinnsale verzweigten, stark mäandrierenden Gewässern fast reine Sande aufgeschüttet (vgl. KLOSTERMANN 1992: 146). Charakteristisch für diese sandige Schichtenfolge ist ein diskordantes Sedimentgefüge (EISSMANN 1975: 163).

Zu Beginn des Weichsel-Spätglazials nahmen die Niederschläge und damit die Wasserführung der Flüsse und Bäche bei langsam steigenden Temperaturen wieder zu. Durch Solifluktion und Abschwemmung wurde das an den Hängen liegende Lockergesteinsmaterial in die Täler verlagert und zum Teil an dessen Rändern, zum Teil in diesen selbst sedimentiert.

Über das Alter und die Entstehung der Oberen Niederterrasse von Lippe und Ems existiert eine umfangreiche Literatur (TIETZE 1907, 1914; BÄRTLING 1913; MESTWERDT 1926; WEGNER 1926, 1927; ANDREE 1927; DIENEMANN 1941; HESEMANN 1950 a, 1950 b; KELLER 1950; STEUSLOFF 1951; LOTZE 1954; BOIGK et al. 1960; BAECKER 1963; THIERMANN 1974; STAUDE 1982, 1984; SKUPIN 1983, 1987, 1991, 1995; SPEETZEN 1986, 1990). Die litho- und orthostratigraphische Gliederung der Schichtenfolge (BÄRTLING 1913; STEUSLOFF 1951; ARNOLD 1977; SPEETZEN 1980, 1986) für das Blattgebiet kann im wesentlichen bestätigt werden. Diese besteht von unten nach oben prinzipiell aus den frühglazialen Ablagerungen des Knochenkieses, der Sand-Schluff-Wechselfolge und der Schluff-Folge sowie den hoch- bis spätglazialen Ablagerungen des Talsandes und des Talkieses. Abweichungen der petrologischen Ausbildung sind innerhalb dieser lithostratigraphischen Einheiten in der oft wechselnden Fazies und der unterschiedlichen oder unsicheren stratigraphischen Reichweite der einzelnen Fazieskörper begründet.

#### 3.5.1.5.1.1 Knochenkies (N,Kn)

Knochenkies MENZEL 1912

**Gesteine:** Generell beginnen die Niederterrassenablagerungen an der Basis mit den hell- bis dunkelgrauen sandigen Kiesen bis kiesigen Sanden des Knochenkieses. In den tiefsten, oft rinnenförmig in den Kreide-Untergrund eingetieften Partien sind die größeren Komponenten – Steine, Kies, Grobsand – dabei häufig angereichert. Nach Untersuchungen von UNLAND (1976) beträgt der Kiesgehalt des Knochenkieses im Bereich Lippstädter Fichten (R 56 230, H 29 700) unmittelbar über der Kreide-Basis bis zu 40 %, wobei Fein-, Mittel- und Grobkies zu etwa gleichen Teilen vertreten sind. In den höheren Profilabschnitten des Knochenkieses geht der Kiesanteil auf ca. 5 – 10 % zurück. Die Kiesfraktion besteht in der Hauptsache aus Plänerkalksteinen der Oberkreide sowie Sandsteinen der Unterkreide (z. B. Gault-Sandstein), denen paläozoische Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges beigemischt sind. Petrographisch handelt es sich somit um die übliche Schotterfamilie des Alme-Einzugsbereiches. Es ist von Lippe und Ems aufgearbeitetes Material

der Älteren Mittelterrassen der Alme und des Unteren Schneckensandes, in das auch Material aus Grundmoräne, Vor- und Nachschütt sand aufgenommen wurde. Neben den zahlreichen kleineren Kiesen aus nordischem Kristallin sind aus den Schottern auch große Steine und Blöcke bekannt (UNLAND 1976 u. mündl. Mitt. H. ZACHARIAS, Bad Waldliesborn). Die Sortierung ist mit einem Sortierungskoeffizienten von  $So = 1,97$  schlecht (UNLAND 1976, Abb. 6 nach FÜCHTBAUER 1988). Über die petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion des Knochenkieses gibt die Tabelle 7 Auskunft.

Tabelle 7  
Geröllanalysen von Kiesen der Oberen Niederterrasse (Knochenkies)

Aufschluß- Bohrung	Tiefe (m)	Lage		Oberkreide		Gault- Sandstein (%)	Schiefergebirgs- gestein (%)	Nordische Geschiebe (%)
		R	H	Plänerkalkstein (%)	Sandstein (%)			
CB 43/90	18 – 20	65 000	39 560	77,6	2,8	2,6	13,2	3,8
CB 44/90	13 – 15	64 300	40 000	38,3	4,3	2,1	14,9	40,4
CB 46/90	12 – 13	64 150	37 780	75,9	0,9	4,8	13,3	5,1
Witrans	—	54 200	35 300	75,8	1,2	2,1	13,3	7,6
Lohrmeier/ Laukötter	2,3 – 3,0	63 220	37 100	38,0	—	1,1	15,2	45,7
Mantinghauser Kieswerk	—	65 400	30 400	85,2	1,6	1,8	9,7	1,7
Berhorst	—	59 600	30 850	85,6	1,7	1,9	9,0	1,8
Gees	—	59 250	30 350	77,9	1,2	2,9	12,3	5,7
Westenberg	—	58 500	29 700	83,0	1,2	2,2	7,4	6,2
Lippstädter Fichten	—	56 230	29 700	ca. 70,0	—	ca. 10,0	ca. 10,0	ca. 10,0

**Fossilien:** Durch die regelmäßige Sammeltätigkeit privater Sammler (u. a. B. BLOME †) und amtlicher Stellen (z. B. Westf. Mus. Naturkde., Münster) wurden bis heute aus dem Ablagerungsbereich der Lippe, insbesondere auch aus dem Blattgebiet, eine große Zahl von Knochen und Zähnen pleistozäner Säugetiere geborgen, die – in den verschiedensten Sammlungen verstreut – einen guten Einblick in die eiszeitliche Lebenswelt geben. Neben den häufigen Resten von Mammut (*Mammuthus primigenius* (BLUMENBACH)), Fellnashorn (*Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH)), Moschusochse (*Ovibos moschatus* (ZIMMERMANN)), Ren (*Rangifer tarandus* (LINNÉ)), Wildpferd (*Equus germanicus* (NEHRING)), Steppenwisent (*Bison priscus* (BOJANUS)), Riesenhirsch (*Mageceros giganteus* BLUMENBACH), Rothirsch (*Cervus elaphus* LINNÉ) und Rind (*Bos primigenius* BOJANUS) sind auch noch eine Reihe anderer Reste wie Höhlenhyäne (*Crocota spelaea* (GOLDFUSS)), Reh (*Capreolus capreolus* (LINNÉ)), Biber (*Castor fiber* LINNÉ) und Wolf (*Canis lupus* LINNÉ) bekannt geworden (vgl. SIEGFRIED 1982; SKUPIN 1983, 1995).

Für den Bereich der Ems liegen nur vergleichsweise wenige Angaben über derartige Reste in den Knochenkiesen vor. Zu erwähnen sind hier die Angaben von F. LOTZE, der aus einer Bohrung ca. 1 km südwestlich von Schloß Rietberg Molluskenschalen und umgelagerte Holzstücke barg (s. Kap. 10.2: Brg. 6).

**Altersstellung und Abgrenzung:** Der Entstehungszeitraum des Knochenkieses an Emscher, Lippe und Ems wird seit Jahren kontrovers diskutiert, und die Vorstellungen hierüber schwanken zwischen der ausgehenden Saale-Kaltzeit (KAHRS 1912), dem Warthe-Stadium (SCHMITZ 1990), dem Übergangsbereich Saale-Kaltzeit/Eem-Warmzeit (BARTLING 1913), der frühen Eem-Warmzeit (MENZEL 1912), der späten Eem-Warmzeit bis frühen Weichsel-Kaltzeit (STEUSLOFF 1934) und der frühen Weichsel-Kaltzeit (ANDREE 1927). Für das Blattgebiet liegen keine sicheren Angaben vor. Aufgrund der zahlreichen Säugerreste aus dem Bereich Niederdedinghausen ist zumindest ein frühweichselzeitliches Alter belegt, auch wenn die Herkunft der Reste in bezug auf ihre Teufenlage unsicher ist. Entsprechende Ergebnisse liegen auch für das östlich angrenzende Blatt Delbrück vor, wo einerseits Funde von Backenzähnen des Waldelefanten *Elephas antiquus* eemzeitliche (also warmzeitliche) Bildungen belegen, andererseits auch Relikte aus frühweichselzeitlichen Interstadialen (Amersfoort-, Brörup- oder Odderade-Interstadial) nachgewiesen wurden (REHAGEN in SKUPIN 1983). Ähnliche Einstufungen werden auch für das nördlich angrenzende Blatt Rietberg mitgeteilt (LENZ in Vorbereitung.). Die für das Blatt 4217 Delbrück in diesem Zusammenhang an Profilen des Bereiches Delbrück-Sudhagen (Kiesgrube Schaperdot, R 66 950, H 33 850) durchgeführten <sup>14</sup>C-Datierungen (Datierung M. A. GEYH, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.; z. B. Grenze Knochenkies/Schluff-Folge = Hengelo-Interstadial) sind nach den aus dem Blattgebiet vorliegenden Erkenntnissen vermutlich nur als Mindestalter anzusehen. Somit sind die darunter liegenden Kiese mit Sicherheit älter. Dafür spricht auch, daß an der Basis der Lippe-Niederterrasse die dort anstehenden Kiese und Schluffe keine nordischen Geschiebe enthalten und somit vermutlich nicht als Bildungen der Weichsel-Kaltzeit, sondern als präglaziale Ablagerungen der Holstein-Warmzeit bis Saale-Kaltzeit, das heißt in den Unteren Schneckensand, einzustufen sind (vgl. ARNOLD 1977: Abb. 12).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Ablagerungen des Knochenkieses sind an ein Rinnensystem gebunden, das südlich und nördlich des Delbrücker Rückens in Ost-West- und Nordwest-Südost-Richtung verläuft. Ein im Nordwestteil des Blattgebiets vorhandenes Rinnensegment ist als Teil eines am Ostrand der Beckumer Berge gelegenen alten Lippe-Laufs aufzufassen, der über die Moese-Mastholter Niederung östlich des Langenberger Sporns Anschluß an das Abflußsystem der Urems fand (vgl. SCHNEIDER 1964: Abb. 83, UNLAND 1976: 18). Die Mächtigkeit des Knochenkieses beträgt je nach Relief des Kreide-Untergrundes zwischen 1 – 12 m.

#### 3.5.1.5.1.2 Sand-Schluff-Wechselfolge (N,S/U)

Sand-Schluff-Wechselfolge STAUDE 1984

Über der basalen Schichteinheit des Knochenkieses folgt innerhalb des Blattgebiets eine zunehmend feinkörnige Wechselfolge aus Sanden und Schluffen, in denen Kiese nur noch eine untergeordnete Rolle spielen. In dieser sandig-schluffigen Übergangsfazies spiegelt sich die nachlassende Transportkraft der Flüsse wider, die bei sinkenden Temperaturen immer weniger Wasser führten.

**Gesteine:** Die Ablagerungen der Sand-Schluff-Wechselfolge bestehen überwiegend aus einem hell- bis gelbgrauen oder gelbbraunen Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Grobsand- und Feinkieslagen. Charakteristisch sind wiederholte unregelmäßige Einschaltungen von grauem bis graubraunem, feinsandigem, schwach tonigem Schluff, die insbesondere im nordwestlichen Blattbereich direkt über dem Knochenkies eine größere Mächtigkeit erreichen können (s. Kap. 10.2: Brg. 3 – 6). Je nach der Stärke der ehemaligen Strö-

mung sind die grobkörnigeren Abschnitte der Schichtenfolge mehr schräg- oder kreuzgeschichtet, die feinkörnigen Sande und Schluffe eher feinschichtig-flaserig ausgebildet.

**Fossilien:** In der Schichtenfolge sind immer wieder die weißlichen Schalenreste oder intakten Gehäuse von Land- und Süßwasserschnecken enthalten. Als Beispiel hierfür ist das Auftreten der Landschnecke *Oxyloma elegans* (Risso) aus der Bohrung Helfgerd, Benteler-Ost (Kap. 10.2: Brg. 3), zu nennen.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Über das Alter der Sand-Schluff-Wechselfolge liegen weder pollenanalytische noch absolute Datierungen vor. Nach ihrer Lage zwischen den überwiegend als frühweichselzeitlich einzustufenden Knochenkiesen (s. Kap. 3.5.1.5.1.1) und der ebenfalls großenteils in das Weichsel-Früh- bis Hochglazial zu stellenden Schluff-Folge (s. Kap. 3.5.1.5.1.3) ist als Sedimentationszeitraum somit das Weichsel-Frühglazial anzunehmen.

Die Abgrenzung gegenüber den basalen Knochenkiesen ist generell mit dem Aussetzen der obersten deutlichen Grobsand- und Fein- bis Mittelkieslagen vorzunehmen. Im Nordwestteil des Blattgebiets ist das Einsetzen der Sand-Schluff-Wechselfolge durch mächtigere Schlufflagen markiert (s. Kap. 10.2: Brg. 3 – 6). Der Übergang zur hangenden Schluff-Folge ergibt sich durch das Überwiegen des Schluffanteils in der Sedimentfolge.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Ablagerungen der Sand-Schluff-Wechselfolge sind im größeren Teil des Blattgebiets im tieferen Teil der Oberen Niederterrasse vorhanden. Sie sind dort zwischen den lithologischen Einheiten des Knochenkieses und der Schluff-Folge entwickelt. Die Mächtigkeit der Sand-Schluff-Wechselfolge erreicht im Westteil des Blattgebiets innerhalb der ehemaligen frühweichselzeitlichen Lippe-Rinne maximal 17 m.

#### 3.5.1.5.1.3 Schluff-Folge (N,U)

Schneckensand und Schichten der periglazialen Talauen BÄRTLING 1913, STEUSLOFF 1951

Oberer Schneckensand HESEMANN 1950 b

Schluff-Folge STAUDE 1984

Mit der Schluff-Folge setzt sich die Ablagerung zunehmend feinkörniger Gesteine innerhalb der Oberen Niederterrasse fort und markiert damit den jüngsten Teil des frühweichselzeitlichen Sedimentationsabschnitts.

**Gesteine:** Innerhalb der Schluff-Folge liegt der Schluffgehalt in der Regel bei über 50 %, wobei der Grobschluffanteil überwiegt. Sand- und Kieseinlagerungen sind meist nur in Form dünner, millimeter- bis zentimeterstarker Einschaltungen festzustellen. Zusammen mit Schluff-, Fein-, Mittel- und Grobsandlagen bilden sie so eine mehr oder weniger engständige Wechselfolge von ebenschichtiger bis wellig-flaseriger Textur (Abb. 5). Im Bereich Benteler – Ostlangenberg (Grenzbereich zur TK 25: 4215 Wadersloh) sind die Grobsand- und Feinkiesbestandteile im Hangenden der Schluff-Folge, an der Grenze zum auflagernden Flugsand, steinsohlenartig angereichert, was auf die Ausblasung von Feinmaterial durch starke Winde zurückzuführen ist. Je nach Oxidations- und Reduktionsgrad sind die Sedimente braun bis rostbraun oder hell- bis weißgrau gefärbt.

**Fossilien:** An tierischen Resten sind gelegentlich kleine, weißliche Bruchstücke ehemaliger Schneckengehäuse anzutreffen. Vermutlich handelt es sich um die Reste einer kälteresistenten Schneckenfauna wie *Succinea oblonga* DRAPARNAUD und *Trichia hispida* (LINNAEUS).

Altersstellung und Abgrenzung: Über Beginn und Ende der Sedimentation der Schluff-Folge liegen für das Blattgebiet keine sicheren Angaben vor. Nach den im Verlauf der vergangenen Jahre an den verschiedensten Abschnitten der Oberen Niederterrasse von Lippe und Ems durchgeführten palynologischen und absoluten Altersdatierungen (MÜLLER 1978; KRAMM & MÜLLER 1978; STAUDE 1986; HISS 1996; SKUPIN 1983, 1985, 1987, 1991, 1995) wird die Hauptsedimentationsphase während des Weichsel-Frühglazials (etwa Moershoofd- bis Denekamp-Interstadial) angenommen.

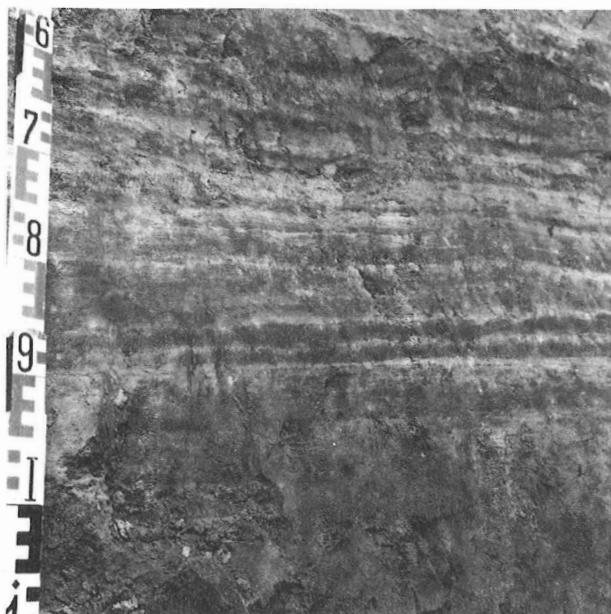


Abb. 5

Engständige Wechselfolge von Schluffen und Sanden innerhalb der Schluff-Folge. Aufgrabung an der Südflanke des Langenberger Sporns (R 54 210, H 38 260)

Innerhalb des Blattgebiets werden Abgrenzung und stratigraphische Einstufung durch das Auftreten lithologisch ähnlicher – jüngerer und älterer – Gesteine, in zum Teil vergleichbarer topographischer Höhenlage, erschwert. Zu erwähnen sind hier etwa die Hochflutlehme des Alleröd-Interstadials an der Grenze Untere/Obere Niederterrasse (s. Kap. 3.5.1.5.1.5 u. Kap. 10.2: Brg. 11) oder die Schichten des drenthezeitlichen Oberen Schneckensandes zwischen Kiesen des Unteren Schneckensandes und Sanden der Oberen Niederterrasse.

Das Vorhandensein echter frühweichselzeitlicher Sedimente der Schluff-Folge ist jedoch für solche Bereiche als gesichert anzusehen, wo, wie etwa im Raum Rebbeke – Mantinghausen, schluffige Sande und sandige Schluffe über den basalen Knochenkiesen und gleichzeitig mehrere Meter unterhalb des Alleröd-Horizontes (s. Kap. 3.5.1.5.2) liegen.

Im Bereich Benteler – Ostlangenberg (Grenzbereich zur TK 25: 4215 Wadersloh) und Rietberg-Bokel (Grenzbereich zur TK 25: 4116 Rietberg) reichen die Ablagerungen der Schluff-Folge bis nahe an die Geländeoberfläche heran. Sie bedingen dort ein gegenüber dem Talsand leicht erhöhtes Geländeniveau. Hier hat wahrscheinlich im Weichsel-Hochglazial, eventuell auch noch im -Spätglazial, äolische und solifluidale Umlagerung in den Sedimenten der Schluff-Folge stattgefunden. In diesen Fällen besteht ein fließender Übergang zwischen fluviatilen Ablagerungen, Fließerden, Schwemmlehen und „Sandlößbildungen“ (vgl. Kap. 3.5.1.5.7; COLIN & MERTENS 1970, ARNOLD 1977, LIEDTKE 1993).

Die Abgrenzung gegenüber der unterlagernden Sand-Schluff-Wechselfolge ist je nach der Höhe des Schluffanteils unterschiedlich scharf. Das gleiche gilt für den jüngeren Talsand, der lokal bis auf die Basis der Schluff-Folge eingeschnitten ist und sich dann horizontal mit dieser verzahnt.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Schluff-Folge der Oberen Niederterrasse ist im Südostteil des Blattgebiets zumindest teilweise als Einschaltung zwischen Knochenkies oder Sand-Schluff-Wechselfolge und Talsand auszuhalten. Ihre Mächtigkeit schwankt dort recht stark und liegt im Durchschnitt etwa bei 1 – 4 m. Im Nordwestteil des Blattgebiets sind die Ablagerungen der Schluff-Folge flächenhaft verbreitet. Die Mächtigkeit beträgt dort 2 – 5 m.

#### 3.5.1.5.1.4 Talsand (N,S; N,SI) und Talkies (N,G)

Talsand TIETZE 1907

Kreuzgeschichtete Sande STEUSLOFF 1951

Talsand partim STAUDE 1984

Der über der Schluff-Folge liegende Teil der Oberen Niederterrasse bildet mit seinen überwiegend feinkörnigen, sandigen bis sandig-schluffigen Ablagerungen den Hauptkomplex des weichselzeitlichen Terrassenkörpers. Zusammen mit den daraus hervorgegangenen geringmächtigen fluviatilen und äolischen Umlagerungsprodukten (Uferwall, Flugsanden, Dünen) schließt er die Obere Niederterrasse nach oben hin ab und bildet als mehr oder weniger zusammenhängende Verebnungsflächen den oberflächennahen Untergrund der Talgebiete entlang von Lippe und Ems (z. B. Große Ems-Terrasse, HESEMANN 1950 b). Gegenüber dem Delbrücker Rücken und Langenberger Sporn ist diese Talsandebene durch einen mehr oder weniger deutlichen Geländeknick abgesetzt. Die Abgrenzung gegenüber dem wenig höher gelegenen frühweichselzeitlichen Terrassenniveau der Schluff-Folge im Bereich Benteler – Ostlangenbergr ist demgegenüber durch geringmächtige Flugsandaufwehungen verwischt und daher weniger scharf.

**Gesteine:** Der Talsand wird in der Osthälfte des Blattgebiets, insbesondere entlang der Lippe, überwiegend von gut sortierten, teilweise schwach schluffigen, hell- bis braungrauen oder gelbbraunen Fein- und Mittelsanden (N,S) eingenommen. Grobsandigere bis schwach kiesführende Gesteine (N,G) sind vor allem in den tieferen Partien verbreitet. In westlicher und nordwestlicher Richtung nimmt der Schluffanteil mehr und mehr zu, wobei sich der Übergang von der sandigen, teilweise schwach schluffigen (N,S) zur stärker schluffigen Fazies (N,SI) ganz allmählich vollzieht. Schluff- und Feinsandanteil sind den Sanden teils gleichmäßig, teils in einzelnen grauen bis braungrauen Lagen eingeschaltet. Die Schichtstärke liegt in der Regel im Millimeter- bis Zentimeterbereich, ändert sich aber lokal sehr stark. Im Bereich Mastholte sind neben Schluff- und Sandlagen auch Grobsand- und Feinkieslagen mit nordischem Material (Flint, Granit) anzutreffen, welche hinsichtlich ihrer textuellen Abfolge und der von unten nach oben abnehmenden Korngröße den idealen Sedimentationszyklus eines Wildwassersystems (braided river) widerspiegeln (Abb. 6; s. a. REINECK & SINGH 1973: 240).

**Fossilien:** Aus den verschiedenen Bohrungen liegen nur spärliche Hinweise auf eine ehemals vorhandene Fauna vor. Bei den gelegentlich auftretenden feinen Bruchstücken von Molluskengehäusen dürfte es sich vor allem um die Reste land- und wasserbewohnender kaltzeitlicher Schnecken handeln.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Das genaue Alter des Talsandes ist für das Blattgebiet durch die vorliegenden lithologischen und chronostratigraphischen Belege nur

Abb. 6

Eben bis flaserig geschichteter, sandig-schluffiger Talsand über kreuzgeschichtetem, sandig-kiesigem Talsand. Die Aufgrabung in Mastholte (R 58 560, H 36 000) zeigt den idealen Schüttungszyklus eines verwilderten Abflußsystems (braided river).

Möglicherweise hat eine solche Sedimentation aber auch schon während, das heißt etwa zu Beginn oder gegen Ende des Weichsel-Hochglazials stattgefunden, so daß der Bildungszeitraum entsprechend zu vergrößern ist. Als äußerste Zeitmarke ist hierbei die Bodenbildung des Denekamp-Interstadials anzusehen, welche im Bereich des zentralen Münsterlandes die Grenze Schluff-Folge/Talsand markiert (Tab. 4). Entsprechende Überlegungen werden von EISSMANN (1975: 163) für die weichselzeitlichen Flußsedimente der Leipziger Tieflandsbucht mitgeteilt, wobei dort die hangende Sandfolge der Niederterrasse vermutlich hauptsächlich während der Trockenphase des Weichsel-Hochglazials abgelagert wurde.

Eine zusätzliche Schwierigkeit ergibt sich dort, wo die lithologische Unterteilung der Oberen Niederterrasse in Knochenkies, Sand-Schluff-Wechselfolge, Schluff-Folge und Talsand/-kies fehlt. Dort gehen Knochenkies und Talsand ohne scharfe Grenze ineinander über, wie zum Beispiel im Bereich Mantinghausen und Westenholz-Mühlenheide. In diesen Fällen ist unklar, ob zwischen dem Knochenkies und den darüber liegenden Sanden ein zeitlicher Hiatus besteht (dann Talsand) oder ob die Sande in diesem Niveau als schluffreies Äquivalent der Sand-Schluff-Wechselfolge oder der Schluff-Folge ein frühweichselzeitliches Alter besitzen.

Die Grenze Knochenkies – Talsand ist ebenfalls nicht immer eindeutig festzusetzen, weil gerade in den tieferen Profilabschnitten oft der Talkies als Faziesvertreter des Talsandes verbreitet ist.

Die Abgrenzung des Talsandes nach unten ist durch den gegenüber der Schluff- und der Sand-Schluff-Wechselfolge geringeren Schluffgehalt und – bei deren Fehlen – durch eine stärkere Kiesführung im Übergangsbereich zum Knochenkies gegeben. Die Hangendgrenze wird durch die teils torfigen, teils schluffig-tonigen Hochflutbildungen des Alleröd-Interstadials markiert.

Der schluffige Talsand (N,SI) gehört innerhalb des Talsandes offenbar zu dem jüngsten Schüttungskörper, der nach vorangegangener Erosion flache Rinnen in der Niederterrassen-Oberfläche auffüllte (vgl. STAUDE 1988: 41). Gegen die reine Sandfazies setzt er sich durch die darin vorhandenen Schlufflagen ab (vgl. ARNOLD 1977: 81). Wegen der nur wenig ausgeprägten Morphologie der Terrassenoberfläche ist jedoch kein eigenes Terrassenniveau zu kartieren. Teile der im Bereich Mastholte – Schöning – Westenholz zur Oberen Niederterrasse gestellten Flächen gehören deshalb möglicherweise auch zur ähnlich ausgebildeten Unteren Niederterrasse im Bereich Mastholte (s. Kap. 3.5.1.5.2).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Der Talsand der Oberen Niederterrasse bildet im zentralen und südöstlichen Teil des Blattgebiets den Abschluß der Oberen Niederterrasse. Im nordwestlichen Blattbereich stößt dieser Schüttungskörper entlang einer 1 bis 2 m hohen Terrassenkante an den Schüttungskörper der Schluff-Folge.

Die Mächtigkeit des Talkieses liegt bei ca. 1 – 3 m, die des Talsandes schwankt zwischen 1 und 15 m und die des schluffigen Talsandes erreicht ca. 4 m.

#### 3.5.1.5.2 Alleröd-Interstadial

An der Terrassenoberkante der Oberen Niederterrasse, im Grenzbereich zu den auflagernden Uferwall- und Flugsandsedimenten, werden als Zeugen eines ruhigen Ablagerungsmilieus schluffige und organische Bildungen des Alleröd-Interstadials angetroffen. Zwischen einer deutlichen Torfentwicklung in den grundwassernahen Horizonten bis hin zu schwachen, von humosen Einlagerungen hervorgerufenen Verfärbungen in den grundwasserferneren Bereichen finden sich dabei alle Übergänge.

In torfiger Ausbildung ist der Alleröd-Horizont an mehreren Stellen im Blattgebiet anzutreffen. Ein größeres Verbreitungsgebiet liegt am nördlichen Lippeufer zwischen Niederdedinghausen und Mantinghausen. In einer ehemaligen Abgrabung bei Niederdedinghausen (MAAS 1952: Abb. 9, R 60 100, H 29 870) oder in einer Baugrube in Mantinghausen (R 64 700, H 30 240) zeigt sich der Alleröd-Horizont großenteils kryoturbat verwürgt und neben einfachen Verfälschungen, Frostkeilen und Frosttaschen sind dort besonders periglaziale Tropfenböden zu beobachten. Dabei ist die Torflage des Alleröd-Horizonts tropfenförmig in den sandigen oder kiesigen Untergrund der Lippe-Niederterrasse eingesunken. Beim Auftreffen auf den gefrorenen Untergrund in ca. 1 m Tiefe wurde dieser Vorgang offensichtlich gestoppt, und das breiige Torfmaterial mußte zur Seite ausweichen. Dadurch zeigen sich zahlreiche Tropfen an der Basis horizontal abgeplattet und in Form einer scheinbar tiefer liegenden Torflage seitlich in das umliegende Sediment eingepreßt (vgl. SKUPIN 1983: Abb. 13).

Weitere Fundpunkte des Alleröd-Horizonts in torfiger Ausbildung liegen im Bereich Wulfhorst im Niederterrassengebiet der Ems. In der Abgrabung für einen Fischteich des Rietberger Angelvereins (R 60 150, H 38 920) wurden in den obersten Schichten – sehr feine, schluffige Sande der Oberen Niederterrasse – Reste einer vermutlich allerödzeitlichen



Hochflutbildung angetroffen. Hierbei handelt es sich um kleinere und größere Tropfen oder Taschen aus tonigem Schluff mit Torf, die aus einem ursprünglich höher gelegenen Niveau in den weichen Untergrund eingesunken sind. Der Transport erfolgte auf engen Bahnen, vermutlich Frostspalten, schräg nach unten und endet in der Regel mit tropfenartigen Verdickungen in unterschiedlicher Tiefe. Die größten und damit schwersten Tropfen fanden sich in einer Tiefe von ca. 3 m unter der allerödzeitlichen Geländeoberfläche. Der Durchmesser dieser Tropfen beträgt maximal 25 – 30 cm (Abb. 7).

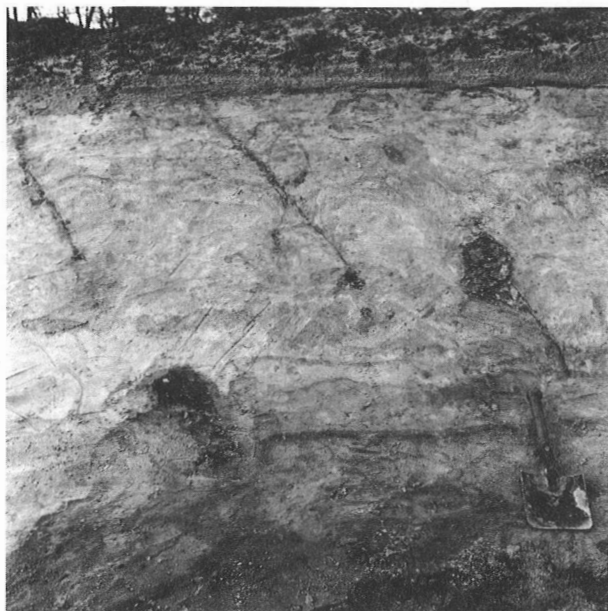


Abb. 7

Sande der Oberen Niederterrasse der Ems mit schluff- und torfgefüllten Taschen eines allerödzeitlichen Tropfenbodens im Bereich Wulfhorst (R 60 150, H 38 920)

Im Gegensatz zu diesen unter Einfluß hochstehenden Grundwassers entstandenen Torfbildungen ist im Bereich Westenholz (R 63 280, H 35 430) auch der Einfluß von Stauwasser für die Entstehung eines allerödzeitlichen Torfhorizonts nachzuweisen. Dort hat sich vor Ablagerung eines etwa 1,30 m mächtigen Flugsandes im Stauwasserbereich der saalezeitlichen Grundmoräne eine geringmächtige Torflage entwickelt, die nach einer daran vorgenommenen  $^{14}\text{C}$ -Datierung ein Alter von  $11\,100 \pm 345$  Jahren besitzt (s. Abb. 4, S. 47).

Häufig ist die allerödzeitliche Bodenbildung auch in Form des sogenannten Usselo-Horizonts mit einer charakteristischen kreis- bis fingerförmigen Struktur, Holzkohleeinlagerungen und einer deutlichen

Bleichung des unterlagernden Substrats entwickelt (HJJSZELER 1955). Ein Beispiel hierfür findet man am Schulzentrum Westenholz (R 63 300, H 35 660), wo unter einer ca. 3 m mächtigen Flugsandbedeckung ein 10 – 12 cm starker Usselo-Horizont angetroffen wurde. Der Horizont liegt teils horizontal, teils geneigt, seine Lagerung gibt das ehemalige Geländere relief wieder. Wenig tiefer folgt die Steinsohle der Grundmoräne.

Bei den in unmittelbarer Nähe von Fließgewässern häufig zusammen mit Alleröd-Torfen auftretenden Schluffablagerungen handelt es sich um Hochflutlehme, die durch ihre stauende Wirkung vermutlich die darüberfolgende Niedermoorbildung ausgelöst haben. Wie diese ist auch der Hochflutlehm durch die in der Jüngeren *Dryas*-Zeit stattfindenden Gefrier- und Auftauvorgänge periglazial verformt. Die bei Niederdeddinghausen durch MAAS (1952: 64) erstmals beschriebenen obersten lehmstreifigen Partien der Niederterrassensande der Lippe fanden sich auch weiter flüßaufwärts zwischen Mettinghausen (vgl. ARNOLD 1977: Abb. 23) und Mantinghausen. Diese Vorkommen im Bereich der Lippe sind die westliche Fortsetzung der in den verschiedenen Kiesgruben der oberen Lippe zwischen Sennelager

(TK 25: 4218 Paderborn) und Mantinghausen vorhandenen weichselzeitlichen Hochflutlehme (SKUPIN 1982 b, 1983). Aus dem Bereich der trockenen Senne ist ein derartiger Hochflutlehm vom Ufer des Furlbachs (TK 25: 4118 Senne) nachgewiesen (SKUPIN 1994 a, 1994 b).

Im Einflußbereich der Ems wurden derartige periglazial verformte Hochflutlehme des Alleröds zum einen in Westenholz-Kirchdorf (R 63 320, H 36 050 u. R 63 520, H 36 080), im Übergangsbereich Vorschüttsand/Niederterrasse, ca. 1,5 – 1,7 m unter Flugsanden angetroffen; zum anderen ist auf das Vorkommen im Bereich eines 1992 angelegten Fischteichs des Rietberger Angelvereins (R 60 150, H 38 920) in Wulfhorst hinzuweisen.

### 3.5.1.5.3 Uferwall (**w,S,sw**)

**Gesteine:** Vielfach werden die Flüsse und Bäche des Blattgebiets von langgestreckten Erhebungen aus gelb- bis braungrauem oder gelbbraunem Fein- bis Mittelsand, zum Teil Grobsand, schluffigem Sand und sandigem Schluff begleitet. Sie sitzen der Oberfläche der Oberen Niederterrasse unmittelbar auf und bilden die Uferwälle. Die Böschung zur Niederung der Lippeaue ist meist recht steil, während sich der Übergang zur Oberen Niederterrasse ganz allmählich vollzieht. Der Querschnitt des Rückens ist somit in der Regel leicht asymmetrisch, wie es für Uferwälle, also für Hochflutablagerungen der Bäche und Flüsse, typisch ist. Bei wiederkehrenden Hochwässern wurden die Wälle zum Teil verbreitert, aufgehöhht oder durchbrochen und fortgespült. Der Großteil der mitgeführten Sande und Schluffe setzte sich direkt neben der Stromrinne ab, der Rest wurde zum Teil bis weit ins Hinterland verfrachtet. Diese Sedimente werden kartiertechnisch in die zeitgleich entstandene Untere Niederterrasse gestellt (s. Kap. 3.5.1.5.4).

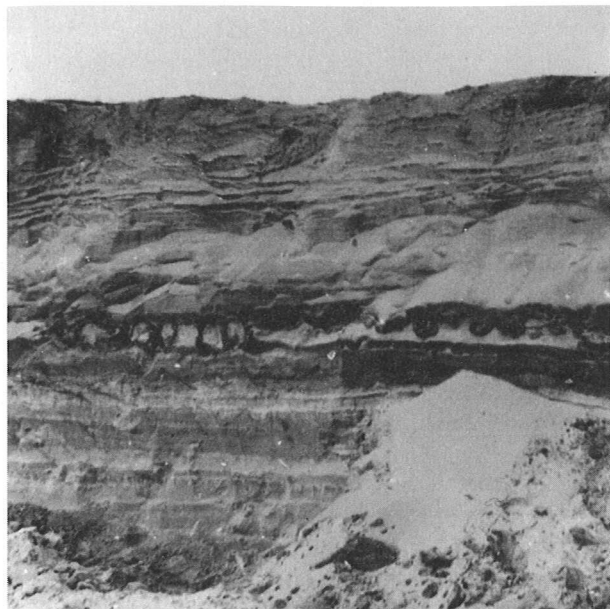
Trotz ihrer exponierten Lage über der Geländeoberfläche der Niederterrasse und ihrer geringen Breite von oft nur wenigen Zehnern von Metern werden die Uferwälle zumeist ackerbaulich genutzt. Lediglich in Bereichen stärkerer äolischer Überprägung durch Dünen ist häufig eine Bewaldung anzutreffen.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Nach BRAUN (in BRAUN & DAHM-ARENS & BOLSENKÖTTER 1968) und THIERMANN (1968) ist die Aufschüttung der von ihnen untersuchten Uferwälle im Verlaufe des Alleröds erfolgt. Innerhalb des Blattgebiets wird der Beginn der Sedimentation durch die Bodenbildung des Alleröds markiert, die entlang der Lippe sowohl auf dem nördlichen (Niederdedinghausen – Mantinghausen) wie südlichen Uferbereich (Hörste – Verlar) generell in einer Tiefe von 1 – 6 m teils unter den Uferwällen und Flugsanden entwickelt ist. Die Aufhöhung des Uferwalls scheint dabei hauptsächlich während der Jüngeren *Dryas*-Zeit und eventuell auch darüber hinaus stattgefunden zu haben (Abb. 8).

Bei den zuoberst liegenden Sanden handelt es sich zumeist um Flugsande (s. Kap. 3.5.1.5.5 u. 3.5.2.2), so daß neben einer fluviatilen Aufhöhung auch die äolische Sedimentation bei der Ausformung der Uferwälle eine wichtige Rolle gespielt hat. Nördlich der Lippe, etwa in der Höhe von Rebbeke, nimmt die äolische Überprägung zu. Es vollzieht sich ein allmählicher Übergang in die Flugsandablagerungen auf der Niederterrassenebene.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Insbesondere am Nordufer der Lippe zwischen Niederdedinghausen und Mantinghausen erreichen die Uferwälle beachtliche Abmessungen.

gen von 6 – 7 km Länge und 200 – 400 m Breite. Diese Aufhöhungen sind wiederum nur Teilabschnitte eines ehemals durchgehenden Uferwalls. Ihre Höhe beträgt hier 3 – 5 m.



Uferwall

Alleröd-Horizont

Obere Niederterrasse

(Aufnahme H. MAAS)

Abb. 8

Ablagerung des Uferwalls über Sedimenten der Oberen Niederterrasse, getrennt durch allerödzeitlichen Tropfenboden, im Bereich Niederdedinghausen (R 60 100, H 29 870)

Auch entlang der Ems sowie der anderen Gewässer des Blattgebiets sind verschiedentlich langgestreckte Sanderhebungen ausgebildet, bei denen es sich auf Grund der Lage sowie der inneren und äußeren Merkmale um Uferwälle handelt. Hierher gehören etwa die Vorkommen im Bereich Mühlenheide (R 61 500, H 33 700), Löffkenfeld (R 58 600, H 38 200), Antfängers Mühle (R 63 500, H 39 750) und Schöning (R 65 000, H 40 000). Die Uferwälle entlang der Ems sind von den morphologischen Abmessungen wesentlich kleiner und erreichen maximal 1,5 km in der Länge, 200 m in der Breite und 2 m Höhe.

#### 3.5.1.5.4 Untere Niederterrasse (Nu)

Innerhalb des Blattgebiets sind an verschiedenen Stellen Ablagerungen der Unteren Niederterrasse entwickelt. Entlang der Lippe sind sie als kleinflächige Terrassen in einem Niveau ca. 0,5 – 1 m unterhalb der Talsandebene (= Verebnungsfläche der Oberen Niederterrasse) angeordnet, wobei sie höhenmäßig zwischen dieser und der Auenterrasse (s. Kap. 3.5.2.4) liegen. Darüber hinaus sind in unterschiedlich großem Abstand zur Lippe, außerhalb der Uferwälle, fluviatile Bildungen nachzuweisen, die zeitlich einer Unteren Niederterrasse zuzuordnen sind. Sie sind als überwiegend geringmächtige Auffüllungen von Rinnen oder flachen Ausräumungszonen im Bereich der Oberen Niederterrasse anzutreffen, ohne daß sie an der Geländeoberfläche morphologisch deutlich ausgeprägt sind.

**Gesteine:** Bei den Ablagerungen der Unteren Niederterrasse entlang der Lippe handelt es sich um gut bis sehr gut sortierte hell- bis braungraue Fein- bis Mittelsande. Gelegentlich sind einzelne Kiese eingelagert. Im Bereich Mastholte, weit außerhalb des Lippelaufs, ist der Schluffgehalt stark erhöht. Hier ist eine engständige Wechsellagerung von grauem bis dunkelgrauem Schluff und hell- bis braungrauem schluffigem Sand mit einzelnen Schwemmtorflagen ausgebildet. Durch Prozesse des Auftauens und Gefrierens sind die Schichten häufig krypturbar verformt (Abb. 9).

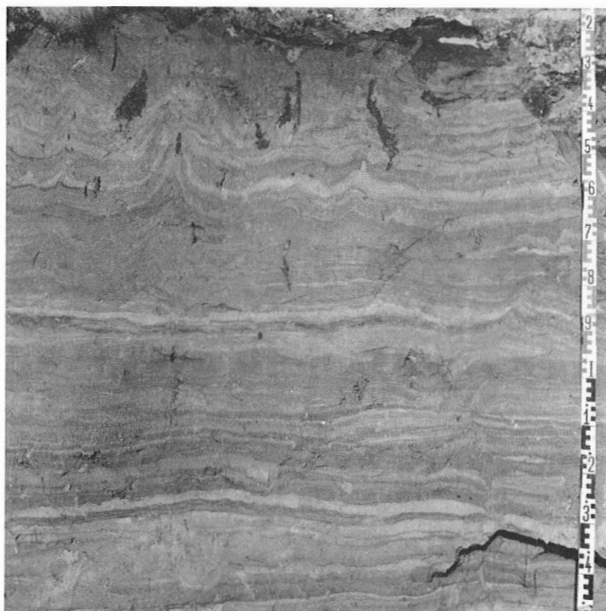


Abb. 9

Sandig-schluffige Wechselfolge der Unteren Niederterrasse mit Schwemmtorflagen (10 580 ± 300 J. v. h.) in 1,6 – 1,65 m Tiefe. Der obere Abschnitt ist krypturbar verformt. Aufgrabung nördlich Mastholte (R 58 850, H 36 430)

**Altersstellung und Abgrenzung:** In den Terrassenvorkommen entlang der Lippe konnten bisher keine Anhaltspunkte – etwa in Form von Torflagen – gefunden werden, die eine genaue Abgrenzung und Alterseinstufung zulassen. Die Kartierung erfolgte hier ausschließlich nach morphologischen Kriterien. In dem Vorkommen Mastholte (R 58 850, H 36 430) ist die zeitliche Einstufung vor allem durch die absolute Altersdatierung einer Schwemmtorflage 1,60 bis 1,65 m unterhalb der Geländeoberfläche belegt. Das Alter von 10 580 Jahren dieser maximal 1 cm mächtigen Lage (Datierung M. A. GEYH, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) belegt die Ablagerung der Sedimente in der Jüngeren *Dryas*-Zeit, wofür auch die periglaziale Verformung der Sedimente spricht.

Ein nach Lage, Mächtigkeit und Zusammensetzung ganz ähnliches Vorkommen ist außerhalb des Blattgebiets aus dem Stadtgebiet Wiedenbrück (TK 25: 4115 Rheda-Wiedenbrück) bekannt, wo durch absolute Altersdatierungen an zwei Torfproben aus einem Schwemmtorf innerhalb der Ems-Niederterrasse Alter von 10 410 ± 275 (Teufe: 2,60 bis 2,61 m) und 10 200 ± 120 Jahren (Teufe: 3,45 – 3,46 m) ermittelt wurden (Datierung M. A. GEYH, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.). Das Vorhandensein von älteren über jüngeren Schwemmhumsedimenten stützt die Annahme einer Aufarbeitung und Umlagerung älterer und zugleich tiefer liegender Torfe, etwa des Alleröd-Interstadials.

Zwei weitere absolute Altersdatierungen an zwei dicht beieinander liegenden Profilen im Bereich Lippstädter Fichten und Lipperbruch nördlich der Lippe am Südufer des Margaretensees (R 56 260, H 29 670 u. R 56 210, H 29 690) erbrachten für das dortige Niederterrassenprofil (s. Kap. 10.2: Brg. 11) Alter von 11 720 ± 400 (Teufe: 6,3 – 6,4 m) und 27 620 ± 670 Jahren (Teufe: 11,2 – 11,5 m). Diese Datierung verweist zumindest den oberen Teil des Profils, der in der Geologischen Karte als Schluff-Folge oder Talsand dar-

gestellt wird, zeitlich in den Abschnitt der Unteren Niederterrasse. Die als Schluff-Folge kartierte Einheit wäre dann als allerödzeitlicher Hochflutlehm, der „Talsand“ als sandiges Äquivalent der Unteren Niederterrasse anzusprechen. Wegen der von der allgemeinen geologischen Situation abweichenden und der bisherigen Vorstellung widersprechenden Datierung wird dieser Einstufung nicht gefolgt. Vor einer endgültigen Entscheidung für eine Einstufung als Untere Niederterrasse sind weitere Untersuchungsergebnisse abzuwarten.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Verbreitung der Unteren Niederterrasse ist eng mit dem Flußlauf der Lippe verknüpft, wo sie ein spätglaziales Talbodenniveau zwischen Oberer Niederterrasse und Auenterrasse bildet. Über die Mächtigkeit dieser Vorkommen liegen nur dürftige Angaben vor. Erforderlich wäre jeweils der Nachweis des Alleröd-Horizonts, der bisher nur von der Oberfläche der Oberen Niederterrasse an der Grenze zum aufliegenden Uferwall oder Flugsand bekannt ist (s. Kap. 3.5.1.5.2).

Über das Auftreten und die Verbreitung von Sedimenten der Unteren Niederterrasse außerhalb der Uferwälle, etwa dem Vorkommen bei Mastholte, liegen keine weiteren Angaben vor. Eventuell beinhalten aber einige der als Obere Niederterrasse eingestuft Sedimente in ihren obersten Profilabschnitten Ablagerungen der Unteren Niederterrasse. Die Mächtigkeit dieser dort vermuteten Unteren Niederterrasse beträgt im Durchschnitt 1 – 3 m.

## Windablagerungen

Große Bereiche des Blattgebiets Mastholte werden an der Geländeoberfläche von feinkörnigen Windablagerungen eingenommen. Diese äolischen Sedimente sind vor allem ein Kennzeichen des periglazialen Klimabereichs der letzten Kaltzeit, die vor ca. 10 000 Jahren zu Ende ging. Im südlichen Vorland des Inlandeises herrschten klimatische Bedingungen, die nur stellenweise eine geringe Vegetation zuließen und so die Ausblasung der oberen Bodenschichten begünstigten. Vor allem aus den weiten Talgebieten der Flüsse wurden große Mengen von feinen Sand- und Staubeilchen verweht. Vermutlich bestand eine Wechselwirkung zwischen Vegetation, Abtrag und Sedimentation insofern, als die leichten Quarzteilen aus den vegetationslosen Gebieten weggeführt und in Gebieten mit Bewuchs wieder abgesetzt wurden.

Im nordwestlichen Blattbereich ist auf den dort anstehenden saalezeitlichen und weichselzeitlichen Schluffen (Oberer Schneckensand, Schluff-Folge) ein teilweise sehr feinkörniger (Flottsand) beziehungsweise stark schluffführender Flugsand verbreitet (s. Kap. 3.5.1.5.9), der alle möglichen Übergänge zwischen einer reinen Sandlöß- und Flugsandfazies zeigt. Im südöstlichen Blattgebiet sind zunehmend reine Flugsandablagerungen anzutreffen, die teils geringmächtige Überdeckungen, teils mehrere Meter mächtige Dünen bilden. Charakteristische Erscheinungen sind hier vor allem die langgestreckten Uferbegleitdünen der Flüsse und Bäche sowie die äolischen Kappen der Uferwälle. Nach der Anordnung der verschiedenen Korngrößenabstufungen innerhalb des nordwestlichen Blattgebiets ist die Auswehung der Bestandteile teils durch Südwest-, teils durch Nordwestwinde erfolgt (COLIN & MERTENS 1970).

Nach den bisherigen Erkenntnissen in der Quartär-Forschung begann die Löß- und Sandlößsedimentation während des Weichsel-Hochglazials und setzte sich bis in das Spätglazial hinein fort (ARNOLD 1960, VIERHUFF 1967, MERKT 1968, HAASE & LIEBEROTH & RUSKE 1970, LANG 1974). Demgegenüber fand die Flugsandablagerung offensichtlich erst gegen Ende des Spätglazials statt und reichte bis weit in das Holozän hinein. Diese Entstehungs-

zeit ist zumindest für einen Teil der schluffreichen, sandlößartigen Flugsandvorkommen des Blattgebiets nachgewiesen. Spricht man diese Sedimente aufgrund ihrer Ausbildung als Sandlöß im eigentlichen Sinne an, so müßte der Entstehungszeitraum für Lößbildungen auf das Spätglazial ausgeweitet werden (vgl. Kap. 3.5.1.5.9).

Sowohl nach VAN DER HAMMEN (1951) als auch nach DAHM-ARENS (1970) sind die Flugsandablagerungen des Blattgebiets in die Gruppe der „Jüngeren Flugdecksande“ zu stellen (vgl. Tab. 8). Entsprechend den in den tieferen Bereichen der Flugsandablagerungen häufig vorkommenden Bodenbildungen aus dem Alleröd-Interstadial, aber auch nach spezifischen strukturellen Merkmalen, sind sie von den darunterliegenden Lockersedimenten zu trennen. Ihre Bildung war nach dieser Einteilung mit dem Präboreal zu Beginn des Holozäns beendet. Sofern der Wind Gelegenheit hatte, den Untergrund infolge geringer oder fehlender Vegetation flächenhaft anzugreifen, hat sich ihre Ablagerung darüber hinaus bis weit in das Holozän hinein fortgesetzt (s. Kap. 3.5.2.2 u. 3.5.2.3).

Tabelle 8  
Stratigraphische Gliederung äolischer Ablagerungen

Alter (n. LIEDTKE 1993)	geologische Gliederung			Niederlande (VAN DER HAMMEN 1951)	nördliches Westfalen (DAHM-ARENS 1970)	südöstliches Münsterland	
10 000	Holozän		Postglazial		Junge Dünensande	Jüngerer Flugsand und Jüngere Dünen	
11 000	Oberpleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit	Jüngerer Flugdecksand II	Jüngerer Flugdecksand	Älterer Flugsand und Ältere Dünen
11 750				Alleröd-Interstadial			Torf/Usselo-Horizont
				Ältere <i>Dryas</i> -Zeit	Jüngerer Flugdecksand I	Älterer Flugdecksand	?
11 950				Bölling-Interstadial			Sandlöß und Löß
13 000				Älteste <i>Dryas</i> -Zeit		Ältester Flugdecksand	
14 000				Meiendorf-Interstadial Pommern-Stadium Blankenberg-Interstadial Frankfurt-Stadium Brandenburg-Stadium	Älterer Flugdecksand und Löß	Sandlöß und Löß	
18 000							
			Hochglazial				
						schluffiger Flugsand	

Da der Entstehungszeitraum der Flugsande, abgesehen von der Zeitmarke des Alleröds, nur in den seltensten Fällen durch eingelagerte Bodenhorizonte exakt angegeben werden kann, bietet häufig nur die Verwitterungsintensität einen Maßstab für das relative Alter. Flugsandablagerungen und Dünen mit einem kräftigen Ortstein im B-Horizont werden kartiertechnisch als alt, das heißt pleistozän- bis holozänzeitlich, Flugsande und Dünen ohne nennenswerte Bodenbildung (Orterde, Podsolanker) als jung, das heißt jung-holozänzeitlich, eingestuft. Einen weiteren Hinweis kann die Geländeoberfläche geben, die im ersten Fall mehr flach gewellt, im zweiten Fall mehr kuppig ausgebildet ist.

Infolge der häufig in engem Wechsel neben- und übereinander auftretenden bodentypologischen Abstufungen einer Podsolbildung – der Ausbildungsgrad eines Podsols ist neben der zur Verfügung stehenden Zeit zudem von weiteren bodengenetischen Merkmalen abhängig – wurde auf der Karte großenteils auf eine zeitliche Untergliederung der Flugsande in Älteren und Jüngeren Flugsand verzichtet (= Flugsand, ungegliedert; s. Kap. 3.5.1.5.8). Statt dessen wurde versucht, für einzelne Flugsandvorkommen eine genauere stratigraphische Einstufung anhand pollenanalytischer oder <sup>14</sup>C-Datierungen herbeizuführen.

Generell ist davon auszugehen, daß auf den stratigraphisch älteren geologischen Einheiten die Flugsandbildung bereits im Spätglazial begonnen hat. Diese Bildungen wurden später allerdings häufig umgelagert. Jünger, teilweise sehr jung, ist hingegen ein Großteil der Flugsande und Dünen, die sich allorts auf den Niederterrassenablagerungen von Lippe und Ems, besonders am Rand der Auen, befinden (ARNOLD 1953 a).

#### 3.5.1.5.5 Älterer Flugsand (**S,a(1)**)

Der Ältere Flugsand bildet vielfach die Basisschichten der äolischen Ablagerungen des Blattgebiets. Nur stellenweise steht er direkt an der Geländeoberfläche an.

**Gesteine:** Der Ältere Flugsand setzt sich aus gelbweißen bis graubraunen Fein- bis Mittelsanden zusammen. Die Schichtung ist überwiegend horizontal.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Eine Deckschicht aus Älterem Flugsand wurde etwa am Südostrand von Westenholz in einer Baugrube am Obernheideweg (R 63 530, H 35 280) nachgewiesen. Ihr spätweichselzeitliches Alter ergibt sich aus der Tatsache, daß die basalen Schichten der 0,9 – 1,2 m mächtigen Flugsandauflage in Form eines periglazial entstandenen Frostspaltennetzes oder in Form von Frosttaschen mit der darunter anstehenden Grundmoräne verzahnt sind.

Eine spätweichselzeitliche Flugsandaufwehung dürfte aber auch noch an anderen Stellen im Bereich Westenholz stattgefunden haben. Der Flugsand wird stellenweise von Bildungen des Alleröd-Interstadials unterlagert, so daß zu vermuten ist, daß zumindest die tiefsten Teile der dort vorhandenen Flugsanddecke bereits in der darauffolgenden Jüngeren *Dryas*-Zeit abgelagert wurden.

Eine solche post-allerödzeitliche Flugsandaufwehung ist aus dem Bereich des Schulzentrums Westenholz (R 63 300, H 35 660) bekannt, wo unter der 3 m mächtigen Flugsandauflage der stark holzkohleführende „Usselo-Horizont“ aus dem Alleröd nachgewiesen wurde (vgl. Kap. 3.5.1.5.2). An einer anderen Stelle dieses Vorkommens folgten unter dieser Bodenbildung bis zur unterlagernden Steinsohle der saalezeitlichen Grundmoräne nochmals ca. 0,5 m Fein- bis Mittelsand, wobei es sich ebenfalls um Flugsand handeln könnte. Falls diese Einstufung zutrifft, wäre dies der erste Nachweis von präallerödzeitlichem Flugsand im östlichen Münsterland (SKUPIN 1982 a, WILL 1982).

Ebenfalls ins Alleröd zu stellen ist eine im Zentrum von Westenholz (R 63 600, H 36 050), etwa 400 m nordöstlich des Aufschlusses „Schulzentrum Westenholz“, in ca. 1,0 – 1,5 m Tiefe, unter Älterem Flugsand angetroffene Bodenbildung. Der in Form des Usselo-Horizonts entwickelte subfossile Boden markiert die Grenze Älterer Flugsand/Obere Niederterrasse und somit den Beginn der Flugsandaufwehung. Etwa 200 m südwestlich vom

Schulzentrum Westenholz (R 63 280, H 35 430), hangaufwärts, wurde in 1,30 – 1,35 m Tiefe an der Grenze Flugsand/Grundmoräne eine Torfbildung des Alleröds angetroffen (vgl. Kap. 3.5.1.5.2). Auch dort sind die tiefsten Partien des Flugsandes vermutlich in das ausgehende Weichsel-Spätglazial zu stellen.

Vom Südrand des Blattgebiets, am Nordufer der Lippe im Bereich Mantinghausen, sind aus einer Baugrube (R 64 700, H 30 250) in 1,0 – 1,3 m Tiefe, an der Grenze Flugsand/Obere Niederterrasse torf- und schluffgefüllte Frostspalten bekannt, die mit den Bildungen aus dem Bereich Niederdedinghausen, dort allerdings im Grenzbereich Obere Niederterrasse/Uferwall, identisch sind (vgl. Kap. 3.5.1.5.2). Ähnlich den Verhältnissen östlich von Mantinghausen (TK 25: 4217 Delbrück) handelt es sich mit großer Sicherheit um eine periglazial verformte Bodenbildung des Alleröd-Interstadials (SKUPIN 1983: Abb. 13). Da die aufliegenden Flugsande mit dem Torf des Alleröd-Horizonts verformt sind, hat auch dort die Flugsandaufwehung wahrscheinlich unmittelbar nach Bildung des Alleröd-Torfs eingesetzt. Über den Anteil des Älteren Flugsandes am Gesamt-Flugsandprofil liegen allerdings keine Hinweise vor.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Verbreitung des Älteren Flugsandes innerhalb der Flugsandvorkommen auf Blatt Mastholte ist nur indirekt anhand der unterlagernden Bildungen des Alleröd-Interstadials abzuleiten. Demzufolge ist er sowohl am Nord- und Südufer der Lippe als auch im Bereich des Delbrücker Rückens eindeutig nachzuweisen. Hierbei wird davon ausgegangen, daß während der Jüngeren *Dryas*-Zeit weitflächig Flugsande abgelagert wurden. Die Mächtigkeit des Älteren Flugsandes geht in den Terrassengebieten des östlichen Münsterlandes und damit auch des Blattgebiets, vermutlich kaum über 1 – 2 m hinaus.

#### 3.5.1.5.6 Ältere Dünen („d(1))

**Gesteine:** Die gelbweiß bis graubraun gefärbten Dünensande sind fein- bis mittelkörnig und parallel- oder kreuzgeschichtet. Sie bestehen aus dem gleichen Material wie der Ältere Flugsand, von dem sie sich nur durch ihre morphologische Erscheinungsform abgrenzen lassen.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Als Hauptaufwehungszeit der Älteren Dünen ist analog zum Älteren Flugsand die Jüngere *Dryas*-Zeit zum Ausgang des Pleistozäns anzusehen (POSER 1948; SKUPIN 1982 a, 1994 b). Aufgrund ihrer Ausbildung – etwa ihrem Schichteinfallen, der Form und Orientierung im Gelände – ist von einer Aufwehung aus nordwestlicher Richtung auszugehen (MAAS 1952; SERAPHIM 1985, 1986).

Durch die holozänzeitliche Flugsandüberdeckung (Jüngerer Flugsand, s. Kap. 3.5.2.2 u. Jüngere Dünen, s. Kap. 3.5.2.3) ist der Anteil Älterer Dünen an der Zusammensetzung der einzelnen Dünen nur schwer abzuschätzen. Die Höhe der Älteren Dünen geht in der Regel nicht über 2 – 3 m hinaus. Die Stärke der Podsolierung an der Dünenoberfläche ist nur als relativer Anhaltspunkt für die seit dem Ende der Flugsandaufwehung vergangene und somit für die der Bodenbildung zur Verfügung stehende Zeitspanne anzusehen, da dafür neben der Dauer der Bodenbildung noch weitere bodenbildende Faktoren eine Rolle spielen. Soweit Ältere Dünen direkt an der Geländeoberfläche anstehen, sind sie von den Jüngeren Dünen durch ihre weiträumigere, stärker abgerundete Form zu unterscheiden. Die Untergrenze wird wie beim Älteren Flugsand durch die Bodenbildung des Alleröds markiert.



Verbreitung und Mächtigkeit: Zusammen mit dem Älteren Flugsand bilden die Älteren Dünen im Bereich des Blattgebiets die Basis oder den Kern der zwischen Lippe und Haustenbach sowie in der Feldmark, südlich der Ems, vorhandenen Dünenkomplexe. Die Älteren Dünen erreichen dort, wo sie die Geländeoberfläche bilden, Höhen von 2 bis 3 m.

## Chemische Bildungen und Verschwemmungsablagerungen

### 3.5.1.5.7 Wiesenmergel und Wiesenkalk („Mw; „Kw)

Im Gegensatz zum südlich angrenzenden Blatt 4316 Lippstadt, auf dem sich Wiesenmergel und Wiesenkalk, etwa im Tal der Weihe nördlich von Bad Westernkotten, flächenhaft nachweisen lassen, fehlen solche Vorkommen innerhalb des Blattgebiets Mastholte fast vollständig. Sie sind nur stellenweise in Form von geringmächtigen Nestern oder Lagen im Bereich carbonatreicher Grundwasserböden gefunden worden. Diese Kalkvorkommen stehen häufig im Zusammenhang mit anmoorigen bis torfigen Schichten in ihrem Liegenden oder Hangenden. Ursache für die Ausfällung von Calciumcarbonat aus aufsteigenden, carbonathaltigen Grundwässern ist der Verlust von CO<sub>2</sub> durch Druckentlastung, Erwärmung und Pflanzenassimilation. Die so entstandenen Carbonatschlämme können nachträglich umgelagert sein.

Gesteine: Nach HINZE et al. (1989) besteht Wiesenmergel („Mw) zu mehr als 25 %, Wiesenkalk („Kw) zu 95 – 99 % aus Calciumcarbonat. Im Blattgebiet besitzt der Wiesenmergel durchschnittlich 40 – 50 % CaCO<sub>3</sub>. Entsprechend hoch ist der Anteil der Verunreinigungen wie Ton, Schluff, Sand und organische Reste, wobei letztere zumeist aus Pilzen oder eingeschwemmten Pflanzenpartikeln bestehen. Außerdem sind häufig zahlreiche Schalen oder Gehäuse von Mollusken (Muscheln, Schnecken, Ostracoden) darin eingelagert. Im grundwassererfüllten Zustand vergleichsweise dicht gelagert und von schmieriger bis breiiger Konsistenz, bilden Wiesenmergel und Wiesenkalk an der Luft eine bröcklige, körnig-oidartige oder strukturlose Masse von weißer bis hellgrauer, bei stärkeren Verunreinigungen auch bräunlichgrauer Farbe. Durch eingelagerte Konkretionen aus schlecht kristallisierten Eisen-Mangan-Hydroxiden sind manche Bereiche rostig-braun verfärbt.

Fossilien: Eine Wiesenmergel-Probe aus dem Bereich Landgraben/Benteler (R 54 000, H 37 700) enthielt zahlreiche kleine Schalenklappen der kalkliebenden Muschel *Pisidium pulchellum* JENYNS, die typisch für sumpfige Gräben ist. Die von H. SCHÜTT (Düsseldorf-Benrath) bestimmten Schnecken *Bithyina tuberculata* (LINNAEUS), *Valvata pulchella* (MÜLLER), *Gyraulus* (Armiger) *crista* (LINNAEUS) sind Bewohner des flachen Süßwassers. Daneben wurden noch einige Ostracoden der Gattungen *Cantona*, *Eucypris* und *Potamocypis* sowie die kalkigen Früchte (Oogonien) hochentwickelter Süß- und Brackwasseralgae, der Charophyten nachgewiesen (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Altersstellung und Abgrenzung: Aufgrund der bei dem Vorkommen im Bereich Landgraben/Benteler vorhandenen Unter- wie Überlagerung durch organische Substanz (Niedermoor und Anmoor) ist hier die Bildungszeit des Wiesenmergels relativ genau einzugrenzen. Die torfigen Partien an der Basis des Wiesenmergels gehören nach dem darin vorgefundenen Baumpollenspektrum der kälteresistenten Gehölze *Pinus* (Kiefer),

*Picea* (Fichte), *Betula* (Birke) und *Salix* (Weide) vermutlich in das Jungboreal. Das Pollenspektrum in den über dem Wiesenmergel liegenden Torfen wird demgegenüber von Pollen thermophiler Gehölze wie *Alnus* (Erle, ca. 64 %), den Elementen des Eichenmischwaldes (22 %) und *Corylus* (Hasel, ca. 10 %) bestimmt. Die Pollen kälteresistenter Gehölze sind demgegenüber unterrepräsentiert. Damit dürfte die Bildung des Torfes vermutlich während des Atlantikums (Zone VIII nach OVERBECK 1975) erfolgt sein (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Aus den beiden Datierungen ergibt sich für die Bildungszeit des Wiesenmergels somit der Grenzbereich Boreal/Atlantikum. Wiesenmergel- und Wiesen-kalkvorkommen des Alleröds, wie sie im Blattgebiet Lippstadt nachzuweisen sind (SKUPIN 1995), wurden im Blattgebiet Mastholte nicht gefunden. Sie sind aber wahrscheinlich ebenfalls vertreten.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Im Bereich der Talsandebene rund um den Langenberger Sporn und im Grubebachtal nördlich von Westenholz (R 64 900, H 37 940; COLIN & MERTENS 1970: 49) sind in den dortigen Bachauen stellenweise Wiesenmergel und -kalk anzutreffen, die teils als kleine Bröckchen, teils als geringmächtige Lagen oder dickere Pakete (0,6 m) den Talsedimenten zwischengeschaltet sind. Sie sind wie die anderen derartigen Vorkommen der oberen Ems an den unmittelbaren Verlauf eines Flusses oder Baches gebunden, wo sie in der feinen Schluff- und Tonröbe der über die Ufer getretenen Hochwässer in flachen Senken oder im Grundwasserschwankungsbereich ausgefällt oder abgelagert worden sind.

## Windablagerungen

### 3.5.1.5.8 Flugsand, ungegliedert (**S,a**)

Für den größten Teil der Flugsande des Blattgebiets liegen keine genauen Hinweise auf ihren Entstehungszeitraum, also auf Beginn und Ende der Aufwehung, vor. Dies ist zum einen auf das völlige Fehlen von entsprechenden Gliederungsmerkmalen (fossile Bodenhorizonte, Podsolierung, Geländemorphologie), zum anderen auf die mangelnden Aufschlußverhältnisse bei einer großen Zahl der Flugsandvorkommen zurückzuführen. Für diese Vorkommen wird deshalb auf eine stratigraphische Einstufung in „Älteren“ und „Jüngeren Flugsand“ verzichtet und stattdessen die neutrale Bezeichnung Flugsand, ungegliedert (**S,a**) verwendet. Wie beim Älteren und Jüngeren Flugsand handelt es sich um gelbweiße bis graubraune Fein- bis Mittelsande von maximal 2 m Mächtigkeit.

### 3.5.1.5.9 Flugsand, schluffig (**Sl,a**)

**Gesteine:** In den westlichen Terrassengebieten, am Ostrand der Beckumer Berge, ist der Flugsand deutlich schluffiger als im restlichen Blattgebiet. In der Regel handelt es sich um einen homogen durchmischten, schluffigen bis stark schluffigen Feinsand (z. B. Grondorf, R 54 720, H 40 300: ca. 6 % Ton, 22 % Schluff, 72 % Sand) oder einen sandstreifigen Schluff (z. B. Südesch, R 56 900, H 40 850, TK 25: 4116 Rietberg: ca. 6,5 % Ton, 57,5 % Schluff, 36 % Sand). Die Farbe schwankt zwischen gelbbraun, graubraun und braun.

**Alterseinstufung und Abgrenzung:** Die exakte Alterseinstufung dieses stark schluffführenden und somit sandlößartigen Flugsandes ist aufgrund fehlender oder nur in

geringer Zahl vorhandener Gliederungsmerkmale (z. B. humose Einschaltungen) größtenteils ungewiß. Als Beweis für ein pleistozänes Alter kann die kryoturbate Verformung der Schichtblätter in Form kleiner Wellungen und Verstellungen eines 0,9 m mächtigen Schichtpaketes aus Sand und Schluff im Bereich Undernhorst am Westufer des Hauptkanals (R 57 420, H 39 760) gewertet werden (s. Abb. 10). Ob es sich hierbei allerdings um die Spätphase einer Sandlöß- oder die Initialphase einer Flugsandbildung während des ausgehenden Spätglazials (= Jüngere *Dryas*-Zeit) handelt, ist ungewiß. Der größte Teil dieser sandlößartigen Bildungen ist vermutlich holozänzeitlich. Der Fund einer Gefäßscherbe, wahrscheinlich eines Steinguts aus dem 14. Jahrhundert, auf dem Gelände des Hofes Helfgerd (s. Kap. 10.1: Aufschl. 1) in 0,5 m Tiefe, verweist die dort vorhandene Aufwehung in das Spätmittelalter (SMOLKA-BEST 1989).



Flugsand, schluffig

Schluff-Folge, z.T. äolisch, sandlößartig; schwach kryoturbat überprägt

Schluff-Folge, stark kryoturbat überprägt

Abb. 10

Flugsand über stark kryoturbat verformten Ablagerungen der Schluff-Folge in einer Steilkante am Westufer des Hauptkanals bei Undernhorst (R 57 420, H 39 760)

Die Abgrenzung gegenüber den unterlagernden Niederterrassensedimenten ergibt sich zumeist durch erste Einlagerungen von Grobsand- und Feinkieslagen. Der Übergang zu eventuell überlagernden oder zu den weiter südöstlich vorhandenen reinen Flugsanden vollzieht sich dagegen ganz allmählich. Aufgrund des sehr ähnlichen Korngrößenspektrums ist zudem häufig unklar, ob es sich bei den Aufragungen im Grenzbereich Sand-Schluff-Wechselfolge/Schluff-Folge/Talsand der Oberen Niederterrasse im Gebiet nordwestlich von Mastholte um Erosionsreste der frühweichselzeitlichen Niederterrasse oder um schluffige Flugsandaufwehungen handelt.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Verbreitung des schluffigen Flugsandes ist an die entsprechende Ausbildung der Oberen Niederterrasse (Sand-Schluff-Wechselfolge,

Schluff-Folge) im nordwestlichen Blattgebiet gebunden. Die Mächtigkeit ist meist kleiner als 1 m und geht über 2 m nicht hinaus. Diese geringe Mächtigkeit ist entweder ursprünglich oder nachträglich durch Beackering und Abschwemmung verursacht.

#### 3.5.1.5.10 Periglaziale Strukturen

Im Periglazialklima der letzten Kaltzeit entstanden im Blattgebiet eine Reihe von Schichtstörungen im Sediment, von denen insbesondere Eiskeile, Schichtwellungen, Steinsohlen sowie Taschen- und Tropfenböden hervorzuheben sind. Entsprechend der allgemeinen Dauergefrorenis des damaligen Bodens treten diese Strukturen flächenhaft im Gelände auf. Größe, Form und genetischer Habitus sind dabei wiederum abhängig vom jeweiligen Klimabereich (BÖSE 1990). In der Regel sind diese Erscheinungen nur in größeren Aufschlüssen wahrzunehmen. Neben einer morphodynamischen Aussage geben die periglazialen Strukturen indirekt auch einen Hinweis auf das Alter der hangenden Schichten, das in jedem Falle holozänzeitlich ist.

Frostbodenerscheinungen des weichselzeitlichen Periglazialklimas sind in fast jedem größeren Aufschluß des Blattgebiets zu beobachten. Am auffallendsten und verbreitetsten sind hierbei die intensiven Verformungen des Alleröd-Horizonts des Weichsel-Spätglazials. Die an der Grenze der Oberen Niederterrasse zum Uferwall oder zum Flugsand vorhandenen Torfe und Schluffe des Alleröd-Interstadials zeigen neben kleineren Wellungen und keilförmigen Einsenkungen in den Untergrund häufig ausgeprägte Frosttaschen- und Tropfenböden. Daneben finden sich auch Aufpressungen der Lockergesteinsschichten von unten nach oben („Stiche“).

Eine erste Beschreibung derartiger Frostbodenerscheinungen existiert etwa von dem Bereich Niederdedinghausen, wo im Zuge einer Sandabgrabung am nördlichen Lippeufer charakteristische Verfäلتelungen beobachtet wurden (MAAS 1952: Abb. 9). Weitere Vorkommen sind im Verlaufe der Kartierung auch noch in den Ortslagen von Mettinghausen (R 60 620, H 30 410; vgl. ARNOLD 1977: Abb. 23) und Mantinghausen (R 64 700, H 30 250) nachgewiesen worden und leiten dort zu den periglazialen Strukturen im Bereich des Mantinghauser Sand- und Kieswerks (R 65 400, H 30 580) über (vgl. SKUPIN 1983: Abb. 13).

Spätweichselzeitliche Frostbodenstrukturen sind auch aus dem Verbreitungsgebiet der Oberen Niederterrasse der Ems und aus dem Bereich Wulfhorst (R 60 150, H 38 920) bekannt, wo bei der Anlage eines Fischteichs durch den Rietberger Angelverein ein allerödzeitlicher Tropfenboden vertikal angeschnitten wurde. Von dem an der Oberfläche der Oberen Niederterrasse (heutige Geländeoberfläche) ehemals entwickelten Alleröd-Horizont sind heute allerdings nur noch die während der Jüngeren *Dryas*-Zeit in den breiigen Untergrund abgesunkenen Torf- und Schluffsedimente vorhanden. Sie sind als Füllungen größerer oder kleinerer Taschen oder als weit verzweigtes Netz von Frostspalten und Tropfen erhalten, die von der Geländeoberfläche angeschnitten werden.

Die übrigen im Bereich der Oberen Niederterrasse nachgewiesenen Frostbodenerscheinungen lassen sich zeitlich nicht genau zuordnen. Doch dürften auch sie durchweg relativ jung sein, da sie ausschließlich in den oberflächennahen Schichten der Schluff-Folge, des Talsandes oder der Unteren Niederterrasse beobachtet werden. Zu erwähnen sind hier etwa die kleinräumigen Schichtaufpressungen und -verfäلتelungen entlang der Frostspalten oder Frostkeile aus dem Bereich Mastholte in den Schichten der Unteren Niederterrasse (Abb. 9, Kap. 3.5.1.5.4). Im Bereich des Südesch (R 57 300, H 40 850,

TK 25: 4116 Rietberg), im Bereich Undernhorst (R 57 420, H 39 760; s. Abb. 10) auf dem Gelände des Hofes Helfgerd (R 54 740, H 37 000; Kap. 10.1:Aufschl. 1) sind jeweils Schichten der wenig älteren Schluff-Folge periglazial verformt. So findet man am Südesch breite Eiskeile und in den Bereichen Undernhorst und Hof Helfgerd weitspannige Schichtwellungen zusammen mit Eiskeilen. Aus einer Baugrube südlich des Aufschlusses Helfgerd werden ebenfalls mehrere Frostspalten beschrieben (R 54 730, H 36 100, ARNOLD 1953 a, 1953 b: 38).

Im Bereich des Delbrücker Rückens im Raum Westenholz ist der weichselzeitliche Flugsand stellenweise in den darunter anstehenden saalezeitlichen Geschiebemergel periglazial eingepreßt (z. B. ehemalige Ziegelei Hartkämper, R 62 000, H 34 650, ARNOLD 1953 a: 38, u. temporäre Baugrube in Westenholz, R 63 570, H 35 280). Der Vorgang, der vermutlich während des Weichsel-Spätglazials stattgefunden hat, ist damit gleichzeitig ein wichtiger Hinweis auf das Alter des Flugsandes (s. Kap. 3.5.1.5.5).

### 3.5.2 Holozän

Vor ca. 10 000 Jahren erfolgte im Zuge einer allmählichen Klimaverbesserung der Übergang zu der heutigen Warmzeit, dem Holozän. In den ehemals vegetationslosen oder vegetationsarmen Gebieten siedelten sich wärmeliebende Pflanzen schrittweise an und erreichten schließlich eine mehr oder weniger geschlossene Verbreitung. Solange diese geschlossene Vegetation noch fehlte oder sie später infolge der zunehmenden Rodung des Waldes durch den Menschen wieder zurückgedrängt wurde, setzte sich die Aufwehung von Flugsand und Dünen fort. Durch das Abschmelzen des Eises stieg der Meeresspiegel um mehrere Dekameter an und bewirkte durch die hochliegende Vorflut eine Verminderung des Fließgefälles der Flüsse und Bäche. Bei einem vermutlich gleichzeitigen Absinken des Untergrundes entlang der oberen Lippe und oberen Ems (ARNOLD 1978) schnitten sich die Gewässer nur noch geringfügig in den Untergrund ein und sedimentierten seitlich der Stromrinne überwiegend feinkörnige Sedimente wie Sand, Schluff und Ton. Im Zuge eines zeitweise feuchteren und kühleren Klimas kam es zur Entstehung von Niedermooren, Anmooren, Wiesenmergel und -kalk sowie Raseneisenstein. Im Laufe des Holozäns nahm auch der Einfluß des Menschen ständig zu. Durch Kulturbaumaßnahmen wie Flußbegradigungen, Anlage eines Be- und Entwässerungsnetzes, Grundwasserabsenkung sowie Land- und Forstwirtschaft wurden die geomorphologischen und hydrogeologischen Verhältnisse laufend verändert.

Die Ablagerungen des Holozäns gehen zum Teil ohne deutliche Grenze aus denen des Pleistozäns hervor. Eine sichere stratigraphische Abgrenzung von Sedimenten des Holozäns zu denen des Pleistozäns ist somit nur in Einzelfällen möglich.

### Verschwemmungsablagerungen

Im Holozän setzte sich die flächen- und linienhafte Sedimentverlagerung durch Verwitterung und Abtragung fort. Im Gegensatz zu den pleistozänen Verschwemmungsablagerungen waren dabei aber nicht Gefrier- und Auftauvorgänge ursächlich, sondern die Materialverfrachtung durch das an der Geländeoberfläche abfließende Niederschlagswasser. Das Material der Abschwemmassen stammt in erster Linie von Vorschüttand und Beckenschluff der Saale-Kaltzeit.

### 3.5.2.1 Abschwemmassen (Schwemmsand) (S,u)

**Gesteine:** Entsprechend ihrer Herkunft aus lithologisch wechselndem Ausgangsgestein bestehen die Abschwemmassen aus einem grauen oder dunkelbraunen, teils tonigen, teils schluffigen Fein- bis Mittelsand oder feinsandigen Schluff bis Ton, dem geringe Mengen an Steinen und Kiesen (z. T. nordische Geschiebe) beigemischt sind. Stärkere Humusanreicherungen sind vor allem im oberflächennahen Bereich bis in 2 m Tiefe festzustellen.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Über den Entstehungszeitraum der Abschwemmassen ist nichts bekannt. Ihre Ablagerung dürfte aber bereits am Ende des Spätglazials eingesetzt und sich im Holozän verstärkt fortgesetzt haben. Auslöser war hierbei insbesondere die seit dem Atlantikum einsetzende intensive landwirtschaftliche Nutzung mit der damit einhergehenden Erosionsanfälligkeit des Bodens (SMOLKA-BEST 1989).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Abschwemmassen sind in den Rinnen, Hangdellen und Verebnungen der Hangfüße des Delbrücker Rückens anzutreffen, die zu den Talauen und Niederterrassen der Bäche und Flüsse überleiten. Die Mächtigkeit dieser Rinnenfüllungen schwankt im allgemeinen zwischen 1 und 2 m.

Im Raum Benteler – Ostlangenberg, nordwestlich von Mastholte, sind auf dem über der Talsandebene liegenden – in einzelne Erosionsrelikte aufgelösten Terrassenniveau der Schluff-Folge – in den dort vorhandenen schmalen und flachen, zum Teil abflußlosen Rinnen und Senken, stellenweise geringmächtige Abschwemmassen (< 1 m) abgelagert. Sie sind wie die umgebenden Sedimente der Schluff-Folge überwiegend schluffig bis sandig-schluffig ausgebildet.

### Windablagerungen

In zahlreichen Arbeiten über die Entstehung und das Alter der westfälischen Flugsande und Dünen wird darauf hingewiesen, daß deren Bildung und Umformung mit dem Ende des Pleistozäns noch nicht beendet war, sondern sich bis in das Holozän hinein fortgesetzt hat. Nach der im Verlaufe dieser Zeit über die abgelagerten Sande hinweggegangenen Bodenbildung unterscheidet MAAS (1952, 1955) aufgrund der unterschiedlichen Podsolierungsstärken zwei Dünengenerationen. Die erste Generation mit einem geringmächtigen Orterdeprofil ist danach in das Präboreal, die zweite Generation mit einem Podsol im Anfangsstadium in die Zeit der mittelalterlichen Rodungsperioden (ca. 500 bis 800 n. Chr. u. 1 200 n. Chr.) zu stellen. WILL (1982) trennt aufgrund verschiedener Bodenbildungshorizonte sowie archäologischer Artefakte vier holozäne Dünengenerationen. Vermutlich lassen sich die Aufwehungen während des Holozäns jedoch keinen bestimmten Auslösfaktoren zeitlich genau zuordnen. Die Vielzahl der an verschiedenen Stellen des Münsterlandes und der Senne vorgefundenen Bodenhorizonte unterschiedlichsten Alters innerhalb der äolischen Ablagerungen lassen auf eine mehr oder weniger kontinuierliche Sandaufwehung während des gesamten Holozäns schließen (BÜKER 1940; LOTZE 1949; BRANDT 1950; BURRICHTER 1952; HAMBLOCH 1958; DAHM-ARENS 1970; ARNOLD 1977; SKUPIN 1982 a, 1983; DUBBER 1982; WILL 1982). Anlaß dafür war die ständige Umgestaltung der Landschaft durch Wasser- und Winderosion. Vor allem die Eintiefung der Flüsse (Auenbildung) im Verlaufe des Holozäns führte zur Offenlegung und Ausblasung der Terrassenkanten. So findet sich die Mehrzahl der jüngeren Dünen zusammen mit den Uferwällen unmittelbar entlang der Fluß- und Bachufer.

### 3.5.2.2 Jüngerer Flugsand (S,a(2))

**Gesteine:** Der Jüngere Flugsand besteht größtenteils aus einem gelbweißen bis graubraunen Fein- bis Mittelsand, der teils geschichtet, teils schichtungslos ältere Gesteine bedeckt.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Generell geht der Jüngere Flugsand ohne scharfe Grenze aus dem Älteren Flugsand hervor. Nur stellenweise sind in ihm deutliche Bodenhorizonte nachzuweisen, die eine genauere Abgrenzung und stratigraphische Einstufung der Flugsande erlauben. Diese Zeitmarken geben meist weniger über den Beginn als über die jüngeren holozänzeitlichen Abschnitte der Flugsandaufwehung Auskunft. Gegenüber dem Älteren Flugsand sind Lagerung und Verbund im Jüngeren Flugsand allerdings etwas weniger dicht.

Jüngerer Flugsand ist vor allem aus dem Bereich von Westenholz mit Sicherheit belegt, wo neben den Vorkommen des Alleröd-Horizonts (vgl. Kap. 3.5.1.5.2) auch holozänzeitliche Bodenhorizonte nachgewiesen wurden. So wurden am Südwestrand von Westenholz, an der Straße nach Mantinghausen, in zwei benachbarten Baugruben (R 63 300, H 35 470 u. R 63 320, H 35 570) in 0,6 m u. 0,8 m Tiefe geringmächtige, leicht gewellte, schwärzliche, humose bis holzkohleführende, teils usselo-ähnlich ausgebildete Bodenhorizonte angetroffen (Abb. 11), die nach ihrer Position mehrere Dezimeter oberhalb der Grundmoräne und dem diese überlagernden Alleröd-Horizont (s. Abb. 4, S. 47) als holozänzeitlich zu datieren sind. Für das zweite



Abb. 11

Jüngerer Flugsand mit holozänzeitlicher Bodenbildung (Pfeil) im Bereich Westenholz (R 63 300, H 35 470)

Vorkommen wurde mit Hilfe der Pollenanalyse eine Einstufung in die Nachwärmezeit (Subatlantikum; Zone XII nach OVERBECK 1975) vorgenommen (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Ein weiterer derartiger Bodenhorizont fand sich am Westrand von Westenholz in einer Baugrube des dortigen Neubaugebiets (R 62 950, H 35 940) in 1,0 – 1,3 m Tiefe. Die dort anstehenden Sande wurden daher dem Jüngeren Flugsand zugeordnet.

In einer Baugrube in Westenholz-Kirchdorf (R 62 780, H 36 100) wurden in dem dort anstehenden Flugsand in einer Tiefe von 1,65 – 1,80 m mehrere dünne, humose, schwach schluffige Fein- bis Mittelsandlagen angetroffen, die mit großer Wahrscheinlichkeit eben-

falls in das Holozän zu stellen sind. Weitere ähnliche Alterseinstufungen liegen von torfigen Einschaltungen an der Flugsandbasis in 1 – 2 m Tiefe unter der Geländeoberfläche (z. B. im Bereich Westenholz-Mühlenheide SB 26/92, R 61 780, H 34 260 u. Westenholz-Obernheide, HB 120, R 62 680, H 34 650) vor.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Jüngerer Flugsand wurde vor allem im Bereich des Delbrücker Rückens auf saalezeitlichem Untergrund nachgewiesen. Darüber hinaus besitzt er jedoch auch in den Niederterrassengebieten von Lippe und Ems eine große Verbreitung. Die Mächtigkeit des Jüngeren Flugsandes beträgt im Durchschnitt 0,5 – 1,5 m, maximal 2,0 m.

### 3.5.2.3 Jüngere Dünen („d(2))

Jüngere Dünen sind den Älteren Dünen häufig aufgesetzt oder angelagert und unterscheiden sich von ihnen nur durch ihre unruhig kuppige Oberfläche sowie die schwache Bodenbildung im Oberboden. Nach MAAS (1952) hat meist nur eine Bodenbildung bis zur Orterde oder zum Podsol-Ranker stattgefunden. Dieser Vorgang betrifft vor allem die jüngsten Sandaufwehungen während des späten Holozäns bis zur Gegenwart (Subboreal bis Subatlantikum). Die letzte deutliche Podsolierung findet man in Sandablagerungen, die vor dem Atlantikum entstanden sind (SKUPIN 1994 a).

**Gesteine:** Die Jüngeren Dünen bestehen aus gelbweißem bis graubraunem locker gelagertem Fein- bis Mittelsand.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Eine Alterseinstufung der Jüngeren Dünen kann am Uferwall von Niederdedinghausen (R 60 100, H 29 870; vgl. Kap. 3.5.1.5.2) vorgenommen werden. Der oberste Teil der hier insgesamt ca. 6 m mächtigen Ablagerungen wird von geringmächtigen jungen Aufwehungen eingenommen, die nur eine schwache Bodenbildung zeigen. Darunter folgt eine alte, starke Ortsteinschicht, die den Uferwall mit der Düne allseitig umspannt. Archäologische Artefakte des Mesolithikums – mikrolithische Werkzeuge wie der sogenannte „Faustkeil von Lippstadt“ – die wahrscheinlich aus der Hauptortsteinschicht stammen, weisen den jungen Decksanden ein Alter von ca. 4 000 Jahren (oder jünger), den darunter anstehenden Sanden des Uferwalls ein Alter von 3 000 bis 9 000 Jahren zu (LÖSCHER 1930). Da LÖSCHER der an der Oberkante der Niederterrasse vorhandene Würgeboden des Alleröds (s. Kap. 3.5.1.5.2) unbekannt war, werden die „Dünensande“ von Niederdedinghausen ausschließlich ins Holozän gestellt. Nach diesem Befund gehört jedoch der unterste Teil des Uferwalls noch dem Spätglazial an.

Zudem belegen verschiedene ussello-ähnliche Bodenhorizonte das relativ junge Alter der vorhandenen Dünenaufwehungen. So wurde in einer kleinen Düne am Ostrand von Westenholz in einer ehemaligen Abgrabung (R 64 970, H 35 970) in etwa 1,40 m Tiefe ein ca. 10 – 15 cm starker Horizont mit Holzkohlen-Einlagerungen von kreis- bis fingerförmiger Struktur gefunden. Aufgrund der charakteristischen Bodenmerkmale und der Lagerungsverhältnisse wird für die Entstehung ein holozänzeitliches Alter vermutet. Eine genauere zeitliche Einstufung mit Hilfe einer pollenanalytischen Untersuchung war wegen fehlender Palynomorpha nicht möglich (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Infolge der bei den Jüngeren Dünen weniger lang wirksamen Verdichtungsprozesse ist ihre Lagerung lockerer als bei den Älteren Dünen.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Im Blattgebiet sind Jüngere Dünen an zahlreichen Stellen bekannt. Größere und kleinere Dünen sind zum Beispiel auf dem Nordufer



der Lippe zwischen Mantinghausen bis westlich von Lippstadt anzutreffen, wo sie teils den Sanden der Oberen Niederterrasse, teils Älterem Flugsand, Älteren Dünen oder dem Uferwall aufgesetzt sind. Insgesamt sind sie Teil eines von der Senne bis Wesel vorhandenen Dünenstreifens, der allerdings durch den dort früher stattfindenden Sandabbau (vgl. Kap. 6.1.2) an zahlreichen Stellen unterbrochen ist. Zwischen Mettinghausen und Rebbecke befindet sich eine Straßenbezeichnung „In den Bergen“, was auf die kuppige Dünenlandschaft in diesem Bereich hinweist. Analog zu den größeren Gewässern des Blattgebiets (Lippe und Ems) sind Jüngere Dünen auch entlang der zahlreichen kleineren Abflüssen anzutreffen, wo sie meist als schmale, nur wenige Meter hohe Strich- oder Uferbegleiddünen entwickelt sind. Darüber hinaus sind Jüngere Dünen aber auch auf den gewässerferneren Niederterrassenflächen vorhanden. Kleinere Dünenfelder finden sich schließlich auf der Erhebung des Delbrücker Rückens.

Die Jüngeren Dünen des Blattgebiets sind maximal 2 – 3 m hoch (z. B. „Freier Stuhl“, R 59 350, H 31 450).

### Bach- und Flußablagerungen

Die jüngsten Ablagerungen der Flüsse und Bäche liegen in den Talauen. Sie begleiten die Abflußrinnen der Gewässer in Form von geringmächtigen, jedoch im Vergleich zur Größe der Flüsse und Bäche unverhältnismäßig breiten Hochflutabsätzen, deren Korngrößenzusammensetzung im Blattgebiet oft kleinräumig wechselt (ARNOLD 1978). Sowohl vertikal wie horizontal sind dabei mehr oder weniger fließende Übergänge zwischen überwiegend sandigen oder überwiegend schluffig-tonigen Auensedimenten vorhanden, die zudem einen wechselnden Humusgehalt besitzen. Je nach dem Übergewicht der einen oder anderen Korngröße sind die Auenablagerungen in der Karte generalisiert dargestellt. Die Mächtigkeit der Auenablagerungen in den Abflußrinnen beträgt meist weniger als 2 m, maximal 2,5 m. Zur besseren Lesbarkeit der Karte wird in diesem Falle das Prinzip der Zweischichtendarstellung durchbrochen und der Untergrund, etwa die Niederterrasse, nicht dargestellt, auch wenn die Mächtigkeit des Auensediments weniger als 1 m beträgt.

Die Talauenablagerungen werden unabhängig von den heute vorhandenen wasserwirtschaftlichen Eingriffen wie Bachbegradigungen oder -umlegungen dargestellt. Hinweise auf den ehemaligen natürlichen Gewässerverlauf ergaben sich aus der Auswertung alter topographischer Karten sowie aus modernen Falschfarben-Infrarotluftbildern mit Hilfe der darin erkennbaren Oberbodenfeuchteunterschiede. Die Ausdehnung und Eintiefung der Talauen in den Gesteinsuntergrund ist je nach Gefälle und Fließgeschwindigkeit des Wassers unterschiedlich groß. Im Bereich der Ems sowie zahlreicher Bäche wechselt die Ausdehnung dieser Auen bei einer Eintiefung von 0,5 – 1,0 m recht stark. Entlang der Lippe ist die Breite der Talaue mit ca. 500 – 700 m recht konstant und durch die sie begleitenden Uferwälle gegenüber der Oberen Niederterrasse deutlich begrenzt. Zur Verebnungsfläche der Oberen Niederterrasse liegen die Talauen etwa 2 – 3 m tiefer. Stellenweise sind diesen Verebnungsniveaus auch Reste einer Auenterrasse zwischengeschaltet.

#### 3.5.2.4 Auenterrasse (qhA)

Inselterrasse ARNOLD 1977

Entlang der Lippe sind zwischen den mehr oder weniger steilen Talrändern stellenweise geringmächtige Flächen eines älteren Talbodens anzutreffen, der etwa 0,5 – 1,0 m unter dem Niveau der Oberen Niederterrasse und etwa 0,5 – 1,0 m über dem Hochwasserbett

der Aue liegt. Dieser ältere Talboden ist durch jüngere fluviatile Eintiefungen in einzelne, gegenüber der Lippeaue geringfügig aufragende, meist schwach zur Flußrinne hin geneigte Verebnungsflächen untergliedert. Vergleichbar den Verhältnissen an der Ems (BRAUN 1950, ARNOLD 1960, THIERMANN 1974) sind diese Flächen vermutlich als Äquivalent der von ARNOLD (1977) für die Lippe erst unterhalb von Lünen angenommenen Auenterrasse (Inselterrasse nach ARNOLD 1977) anzusehen. Vorkommen einer Terrasse wurden auch schon weiter flußaufwärts im Raum Paderborn – Schloß Neuhaus nachgewiesen (SKUPIN 1982 b).

Aufgrund der leicht erhöhten Lage mit einem damit einhergehenden größeren Grundwasserabstand wird die Auenterrasse überwiegend ackerbaulich genutzt.

**Gesteine:** Die Auenterrasse ist in erster Linie eine Erosionsterrasse. Stellenweise finden sich aber in ihrem Verbreitungsgebiet braune bis braungraue oder, infolge humoser bis torfiger Einschaltungen, schwach bis stark schluffige, tonige, graue bis dunkelgraue Fein- bis Mittelsande, die hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und Ausbildung eine große Ähnlichkeit mit den übrigen Auenablagerungen besitzen. Daraus kann geschlossen werden, daß die Auenterrasse lokal auch einen eigenen Aufschüttungskörper besitzt.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Als Entstehungszeitraum der Auenterrasse wird anhand der bisher vorliegenden Untersuchungen am Mittel- und Unterlauf der Ems heute allgemein das Früh- bis Mittelholozän angenommen (ARNOLD 1960, 1977; THIERMANN 1970, 1973; STAUDE 1988). Torfbildungen des Boreals im Terrassenkörper und des Atlantikums auf dem Terrassenkörper sprechen für einen Sedimentationszeitraum, der spätestens im Boreal begann und bis zum Atlantikum reichte.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Kleinere Vorkommen einer Auenterrasse sind zwischen Mettinghausen und Mantinghausen nördlich der Lippe und bei Hörste (TK 25: 4316 Lippstadt) auf deren Südseite nachzuweisen. Auf einer Auenterrassen-Fläche nördlich von Hörste (R 60 960, H 29 580) wurde bei einer Sondierung in 1,25 – 1,65 m Tiefe ein Torf angetroffen, der allerdings nicht datiert worden ist. Daraus ergibt sich für diese Stelle eine Mächtigkeit des Terrassenkörpers von mindestens 1,25 m.

#### **3.5.2.5 Auensand und Auensand, schluffig (S,ta; ,Sl,ta)**

In den Talauen der Flüsse und Bäche sind zum Teil weitflächig holozänzeitliche, teilweise schluffige Sande anzutreffen. Sie wurden von den periodisch auftretenden Hochwässern in den zu Beginn des Holozäns geschaffenen Abflußrinnen abgesetzt und bilden dort zusammen mit dem bindigeren Auenlehm (s. Kap. 3.5.2.6) die jüngste fluviatile Schicht-einheit.

**Gesteine:** Der Auensand besteht aus einem braungrauen, mittel- bis dunkelgrauen Fein- bis Mittelsand mit gelegentlichen Einschaltungen von Schwemmliehmpartikeln (S,ta). Stellenweise sind auch ein stärkerer Humusgehalt sowie Holz- und Pflanzenreste anzutreffen. Bei dem schluffigen Auensand (,Sl,ta) ist der Schluff- und Tongehalt leicht erhöht.

Schwankungen in der jeweiligen Zusammensetzung ergeben sich aus der Beschaffenheit der im Einzugsbereich anstehenden Fest- und Lockergesteine. So sind die Auenablagerungen der Ems, die vor allem aus den fluviatilen Sanden der Niederterrasse und aus den im Quellgebiet der Ems anstehenden Schmelzwasserablagerungen des Senne-Sanders entstanden sind, rein sandig.

**Fossilien:** Gelegentlich werden Schalenreste von Süßwassermuscheln und -schnecken gefunden.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Die Ablagerung des Auensandes begann vermutlich erst in der zweiten Hälfte des Holozäns, das heißt innerhalb der letzten 5 000 Jahre. Darauf läßt die pollenanalytische Untersuchung an einem Torf im Liegenden des Auensandes schließen, der im Bereich des Schwarzen Grabens westlich von Mastholte (R 56 220, H 35 460) angetroffen wurde. Nach dem vorliegenden Pollenspektrum bildete sich der Niedermoortorf im Verlaufe des Subboreals (Späte Würmezeit), so daß für die Ablagerung des darüber liegenden Auensandes der Zeitraum des Subatlantikums (Nachwürmezeit) anzunehmen ist (Untersuchung H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Vermutlich sind analog zum nördlich angrenzenden Blattgebiet Rietberg (LENZ in Vorbereitung.) aber auch ältere holozäne Auensande vorhanden.

Die vorliegenden Altersdatierungen entsprechen Untersuchungsergebnissen weiter emsabwärts. Danach steht die Sedimentation der Auensande im Zusammenhang mit den großen mittelalterlichen Rodungen, die zwischen 800 und 1 200 n. Chr. ihren Höhepunkt erreichten. Heute spielt die Sedimentation von Auensanden infolge abnehmender Hochwasserhöhen kaum noch eine Rolle (WEIN 1971).

Die Abgrenzung zum unterlagernden Terrassenmaterial oder zum Vorschütt sand ist häufig nicht oder nur bei Vorliegen junger humoser Einschaltungen möglich. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß durch tiefreichende Wurzeln derartige Einlagerungen auch vorge täuscht werden können.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Eine weite Verbreitung besitzt der Auensand vor allem im Bereich der Ems sowie in den schmalen Talauen der südlich daran angrenzenden Talsandebene (z. B. Grubebach, Haustenbach). In der Talaue der Lippe sind die sandigen Auenablagerungen sowohl an den Talrändern als auch in Flußnähe häufiger anzutreffen, wo sie dem schwereren Auenlehm als geringmächtige Bedeckung aufgelagert sind oder sich mit diesem in Form dünner Sandeinschaltungen verzahnen.

Die Mächtigkeit des Auensandes liegt meist unter 1 m, doch erreicht er stellenweise auch mehr als 2 m (z. B. Baugrube Hof Rohling, R 64 680, H 34 930).

### **3.5.2.6 Auenlehm (L,ta)**

**Gesteine:** Der Auenlehm besteht aus braunem bis graubraunem oder grauem, sandig-tonigem Schluff (Schluffgehalt 55 – 60 %) und stellenweise etwas Kies. Der im Bereich des Langenberger Sporns und des Delbrücker Rückens verbreitete tonreichere Auenlehm ist vermutlich aus umgelagertem Grundmoränenmaterial, der etwas leichtere Auenlehm nördlich des Delbrücker Rückens aus aufgearbeiteten präglazialen Schluffen des in diesem Bereich zum Teil in geringer Tiefe anstehenden Oberen Schneckensandes entstanden. Die schluffigen und tonigen Bestandteile der Hochflutablagerungen der Lippeaue stammen demgegenüber vermutlich aus den schluffig-tonigen Verwitterungsprodukten der Kreide-Festgesteine sowie den Lößablagerungen des Hellweggebiets. Im Grundwasserbereich, so vor allem im Bereich des Langenberger Sporns, ist der Auenlehm häufig kalkhaltig und zum Teil mit mächtigeren Wiesenmergeleinschaltungen vergesellschaftet (s.

Kap. 3.5.1.5.7). Wie das übrige Ausgangsmaterial ist dort das Calciumcarbonat wahrscheinlich von den kalkhaltigen Schluffen und Sanden (Oberer Schneckensand, Beckenschluff) im Bereich des Delbrücker Rückens abzuleiten.

**Altersstellung und Abgrenzung:** Über das Alter des Auenlehms liegen aus mehreren Bereichen des Blattgebiets Untersuchungsergebnisse vor. Sie basieren auf pollenanalytischen Alterseinstufungen von Torfen im Liegenden des Auenlehms, die das Höchstalter des darüber liegenden Hochflutlehms markieren. Nach Untersuchungen am nördlichen Ortsrand von Mastholte im Gebiet südlich „Rieke“ (R 58 350, H 36 560 u. R 58 240, H 36 560) und Löffkenfeld (R 58 540, H 38 270) ist die Sedimentation des Auenlehms durchweg erst im mittleren und jüngeren Holozän, also kurz nach der Mittleren Wärmezeit (Atlantikum) oder später erfolgt (Untersuchungen H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; COLIN & MERTENS 1970: Tab. 4).

Ein ähnliches Ergebnis erbrachte die Untersuchung eines Torfs an der Basis eines Auenlehmvorkommens aus der Lippeaue südlich von Rebbke. Der in einer Sondierbohrung (SB 3/89, R 62 080, H 29 750) in einer Tiefe von 2,8 – 3,2 m im Liegenden des Auenlehms erbohrte Torf gehört pollenanalytisch in den Zeitabschnitt der jüngsten Nachwärmezeit (Subatlantikum), so daß für die Auenlehmbildung selbst ein entsprechend jüngeres Alter abzuleiten ist (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die für das Blattgebiet vorliegende Alterseinstufung des Auenlehms entspricht den aus anderen Flußgebieten (Weser, Alme) her bekannten Untersuchungsergebnissen (LÜTTIG 1960, SKUPIN 1982 b). Dort erfolgte eine erste Ablagerung von Auenlehm im Verlaufe des Atlantikums; die zweite Ablagerungsperiode fand mit Beginn des frühen Mittelalters statt, als mit zunehmendem Ackerbau große Waldflächen gerodet wurden.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Größere Flächen mit Auenlehm findet man zwischen der Ems und dem Delbrücker Rücken in der Niederung des Grubebachs, nördlich von Mastholte entlang des Schwarzen Grabens, in der Umgebung des Langenberger Sporns und ganz im Süden der Lippeaue. Die Mächtigkeit ist meist gering und liegt im allgemeinen zwischen 0,2 und 0,6 m. Lediglich in der Talaue der Lippe ist der Auenlehm durchschnittlich zwischen 0,6 und 1,5 m, stellenweise auch über 2 m mächtig (COLIN & MERTENS 1970: 41).

## Moorbildungen

Als Ursache für die weiträumige Moorbildung im östlichen Münsterland ist eine Zunahme der Niederschläge, vor allem während der Mittleren Wärmezeit (Atlantikum), und der damit einhergehende Anstieg des Grundwasserspiegels anzusehen. Durch die anschließende Verlandung von offenen Wasserflächen kam es dort wie auch auf Mineralböden mit hoch stehendem Grundwasser zur Niedermoor- und Anmoorbildung. Dies geschah an vielen Stellen im Blattgebiet. Von den als Niedermoor in der geologischen Karte dargestellten Flächen besitzen nur noch die wenigsten Vorkommen einen natürlichen Zustand. In den meisten Fällen sind die Niedermoore verändert, zum Beispiel durch Torfgewinnung – vorwiegend für Brennzwecke –, starke Setzung infolge Entwässerung sowie Übersandung zur Bodenkultivierung (s. Kap. 6.1.3).

Stellenweise hat sich heute auf den ehemaligen Niedermoor- oder Anmoorflächen ein Erlen- und Birkenbruchwald entwickelt (COLIN & MERTENS 1970: 20).

### 3.5.2.7 Niedermoor (,Hn)

**Gesteine:** Der Niedermoortorf liegt im allgemeinen als erdige Substanz vor, die aus zahlreichen dunkelbraunen bis schwarzbraunen, stark zersetzten Resten von Wasser- und Sumpfpflanzen (z. B. Kolben, Schilf, Seggen) mit Beimengungen von Hölzern und Blättern des standorttypischen (Erlen-)Bruchwaldes besteht.

**Altersstellung:** Die Entstehung der Niedermoore fällt durchweg in das Holozän. Eine Reihe von pollenanalytischen Untersuchungen an Niedermoorprofilen des Blattgebiets belegt, daß die Moorbildung überwiegend im Atlantikum stattgefunden hat (Zone VI und VII nach FIRBAS 1949, 1952 bzw. Zone VIII a + b nach OVERBECK 1975). Einige wenige Proben stammen bereits aus dem Boreal (Zone V nach FIRBAS 1949, 1952 bzw. Zone VII nach OVERBECK 1975) oder dem Subboreal (Zone VIII nach FIRBAS 1949, 1952 bzw. Zone IX nach OVERBECK 1975; Untersuchung H.-W. REHAGEN in COLIN & MERTENS 1970: Tab. 4 u. R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die Niedermoore liegen in erster Linie in den Niederungen der Flüsse und Bäche, wo eine dauernde Vernässung gegeben ist. Häufig sind diese Vorkommen mit Wiesenmergel und Wiesenkalk oder mit Tonlagen vergesellschaftet. Größere Moorflächen sind vor allem am Nordrand des Delbrücker Rückens anzutreffen, wo neben dem Grundwasser der Ems-Niederterrasse zusätzlich Hangwasser auftritt. Daneben finden sich größere zusammenhängende Flächen in der Talaue der Ems oder in kleinerem Ausmaß entlang der Lippe und des Haustenbachs. Landschaftsbezeichnungen wie „Hammoor“ nordwestlich Mastholte oder „Lipperbruch“ und „Sudhägerbruch“ nördlich der Lippe deuten, wenn nicht auf Moorflächen, so doch auf Gebiete mit hochstehendem Grundwasser hin, in denen natürlicherweise Bruchwälder vorhanden sind.

Die Mächtigkeit des Niedermoors beträgt im allgemeinen nur 20 – 30 cm, doch werden stellenweise, so etwa im Grubebachtal, auch 1 m oder im Bereich Westenholz-Kirchdorf sogar 2,5 m angetroffen. Im Bereich des letztgenannten, durch die Baugrube für das Regenrückhaltebecken Westenholz (R 63 470, H 36 520) aufgeschlossenen Vorkommens zeigen zwischengeschaltete Sande immer wiederkehrende Überflutungen durch sandbefrachtete Hochwässer an.

### 3.5.2.8 Anmoor (,Hm)

An den Rändern der Torfmoore oder als Auffüllung flacher, vom Wind ausgeblasener Wannen und Senken mit sehr hohem Grundwasserstand und Sauerstoffmangel in den obersten Bodenschichten kommt es nicht zum völligen Abbau der dem Sand zwischengelagerten pflanzlichen Substanz und damit zu einer Ansammlung von Torf. Der Mindestgehalt an organischer Substanz beträgt in den dunkelbraungrauen bis schwarzgrauen, stark humosen bis torfigen, zum Teil schluffigen Sanden mindestens 15 % und erreicht in den Übergangsbereichen zum Niedermoor bis 30 % (HINZE et al. 1989).

Für Verbreitung und Altersstellung des Anmoors gelten dieselben Angaben wie für das Niedermoor (s. Kap. 3.5.2.7). Die Mächtigkeit der Anmoor-Bildungen schwankt zwischen wenigen Zentimetern und 0,4 m.

### 3.5.2.9 Raseneisenstein (,Er)

In den grundwassernahen Schichten des Blattgebiets, so insbesondere in den moorigen und anmoorigen Niederungen der Flüsse und Bäche, werden weitverbreitet Ausfäll-

lungen von Raseneisenstein („Sumpferz“) angetroffen. Anders als die Ortsteinbildung in nährstoffarmen Böden oberhalb des Grundwasserspiegels geschieht die Ausfällung des Sumpferzes durch Oxidation und  $\text{CO}_2$ -Entzug, zum Beispiel durch lebende Pflanzen, im Grundwasserschwankungsbereich flacher grundwassererfüllter Senken (WERNER 1951). Das durch die Nähe von Anmooren und Niedermooren durch Humuskolloide in Lösung gehaltene zweiwertige Eisen geht dabei in die dreiwertige Form (Eisenoxid oder Eisenhydrat = Brauneisenstein) über (FIEGE 1950, LÜDERS 1965, HINZE et al. 1989). Danach findet durch Entwässerung eine Anreicherung und Verfestigung zu Raseneisenstein (Limonit, Goethit) statt.

**Gesteine:** Beim Raseneisenstein handelt es sich um rostbraune, erdig-mehlige Anhäufungen oder knollig-knauerige bis schlackenförmige, dann feste Abscheidungen, die durch einen unterschiedlich hohen Gehalt an Eisenoxid (52 – 56 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), mineralischer Substanz (Sand, Schluff, Ton) und organischem Material gekennzeichnet sind (POTTHOFF 1988). Je nach Zusammensetzung ist das Gefüge fest bis porös.

Mit den beschriebenen Vorkommen vergesellschaftet sind oft Raseneisensteine mit erhöhtem Carbonat- (= Siderit oder Weißeisenerz) oder Phosphatgehalt (= Vivianit oder Blaueisenerz; vgl. NOLLAU 1970). Ein Weißeisenerz aus der Abgrabung der Firma Witrans südöstlich von Mastholte (R 54 200, H 35 300) enthielt ca. 29 % Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ), 38,5 % Siderit ( $\text{FeCO}_3$ ), 19,5 % Rhodochrosit ( $\text{MnCO}_3$ ) und 5 % Calcit ( $\text{CaCO}_3$ ). Der Anteil von rund 8 % Nichtcarbonaten entfiel auf einzelne eingeschlossene Sandkörner, etwas Ton und eine Spur Feldspat (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Blau-eisenerz wurde im Blattgebiet nicht nachgewiesen, dürfte aber – wie im Blattgebiet Verl (SKUPIN 1987) – vorhanden sein.

Siderit und Vivianit sind charakteristisch für ein stark reduzierendes Milieu. Unter Luftabschluß kommt es dabei zur Abscheidung von kolloidalem Weißeisenerz oder bei Zutritt von phosphorhaltigen Lösungen aus sich zersetzenden Organismen zur Bildung von Blau-eisenerz. Innerhalb flacher Gewässer oder in grundwassererfüllten Böden sind sie nach CORRENS (1968) häufig die ersten Abscheidungen innerhalb der Abfolge Vivianit – Siderit – Limonit (– Goethit).

**Altersstellung:** Die Entstehung des Raseneisenerzes fällt vermutlich in den Abschnitt des Subboreals (vgl. WERNER 1951).

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Vorkommen von Raseneisenstein sind von drei Stellen des Blattgebiets bekannt. Dazu gehören der Bereich der Moese-Mastholter Niederung, die Talaue des Haustenbachs oberhalb Westenholz-Mühlenheide und schließlich das Gebiet Lipperbruch nördlich von Lipperode. Die genannten Vorkommen wurden im vergangenen Jahrhundert zum Teil wirtschaftlich genutzt (s. Kap. 6.2). Trotz ihrer weiten Verbreitung sind die Vorkommen meist klein und auf nesterartige bis quadratmetergroße Einschaltungen von wenigen Dezimetern Stärke (0,3 m) begrenzt.

### 3.5.2.10 Künstliche Aufschüttung („y)

In der geologischen Karte sind nur Bereiche als Aufschüttungsflächen dargestellt, die in nennenswertem Maße einen künstlichen Bodenauftrag besitzen. Bei diesen künstlichen Aufschüttungen im Blattgebiet handelt es sich in erster Linie um Abraum, Erdaushub, Bauschutt und Hausmüll. Dieses Material wurde vor allem in die Restlöcher der ehemali-

gen Ziegeleigruben oder Sandgewinnungsbetriebe eingebracht. Durch Aufbringen von kulturfähigem Bodenmaterial sind die künstlich veränderten Flächen heute großenteils wieder rekultiviert und werden forst- oder landwirtschaftlich genutzt.

Aufschüttungen kleineren Ausmaßes sind die künstlichen Übersandungen eines Teils der Niedermoor- und Anmoorflächen. Zahlreiche Fluß- und Bachläufe (Lippe, Ems, Haustenbach etc.) wurden begradigt, daneben wurden künstliche Be- und Entwässerungsbauwerke (z. B. Boker Kanal) geschaffen. Deren Aushubmaterial liegt in der Regel als Damm direkt neben der Abflußrinne.

Von den innerhalb des Blattgebiets vorhandenen künstlichen Aufschüttungen („Altablagerungen“) ist sicherlich nur ein Teil erfaßt. Die auf der Karte dargestellten Standorte geben insofern nur den augenblicklichen Kenntnisstand wieder.

## **4 Gebirgsbau**

Das Blattgebiet Mastholte liegt im Südostteil des Münsterländer Kreide-Beckens, wo der paläozoische Untergrund der Rheinischen Masse von Kreide-Gesteinen diskordant überlagert wird. Das gleichmäßige Einfallen der Kreide-Schichten gegen das Beckeninnere ist zum einen auf die einengende subherzyn-laramische Gebirgsbildung im ausgehenden Campan, zum anderen auf die Heraushebung des südlich angrenzenden Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär und Quartär zurückzuführen. Erste subherzyne Bewegungen machten sich im Südostteil des Münsterländer Kreide-Beckens bereits während des Oberjurons und Unterconiacs durch frühdiagenetische synsedimentäre Rutschungen bemerkbar (VOIGT 1962, SKUPIN 1990, KAPLAN 1991, WOLF 1995). An der Wende Kreide/Tertiär fiel das Gebiet trocken. Die im Verlaufe des Tertiärs bis zum Pliozän und Unterpleistozän verstärkte Hebung des Rheinischen Schiefergebirges führte zu einer flexurartigen Verbiegung und Versteilung der entlang dem Haarstrang anstehenden Gesteinsschichten. Im Zuge der Heraushebung dieser Schichten kam es zu einer ausgeprägten Bruchtektonik mit Nordwest – Südost gerichteten Querstörungen. Deren Entstehung steht mit der Alpenfaltung in Zusammenhang, die durch die Kollision der europäischen und afrikanischen Platte begründet war. Deren Fernwirkung ist bis in den Betrachtungsraum nachweisbar (BETZ et al. 1987; DROZDZEWSKI 1988; STACKEBRANDT & FRANZKE 1989; ZIEGLER 1978, 1990). Im jüngeren Quartär herrschte wiederum Einsenkung vor.

Der paläozoische Untergrund wird im Blattgebiet nur durch die Tiefbohrungen bei Bad Waldliesborn erschlossen. Die unter der Kreide-Bedeckung verborgenen groß- und kleintektonischen Baueinheiten des paläozoischen Sockels und ihre Auswirkung auf die jüngere Sedimentüberdeckung sind daher nur teilweise bekannt.

### **4.1 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrundes**

Der Faltenbau im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge setzt sich in nördlicher Richtung unter der Kreide-Überdeckung bis in den Bereich des Blattgebiets und darüber hinaus fort. Auch dort ist der paläozoische Untergrund durch eine Anzahl von Sätteln und Mulden gegliedert (HOYER et al. 1974, CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982, PLAUMANN 1982). Das Blattgebiet liegt im Bereich des Soester Sattels zwischen der östlichen Fortsetzung der Wittener Hauptmulde im Norden und der Lippstädter Mulde im Süden (Abb. 12). Der Soester Sattel ist vermutlich die Fortsetzung des Velberter Sattels im Ruhrgebiet.

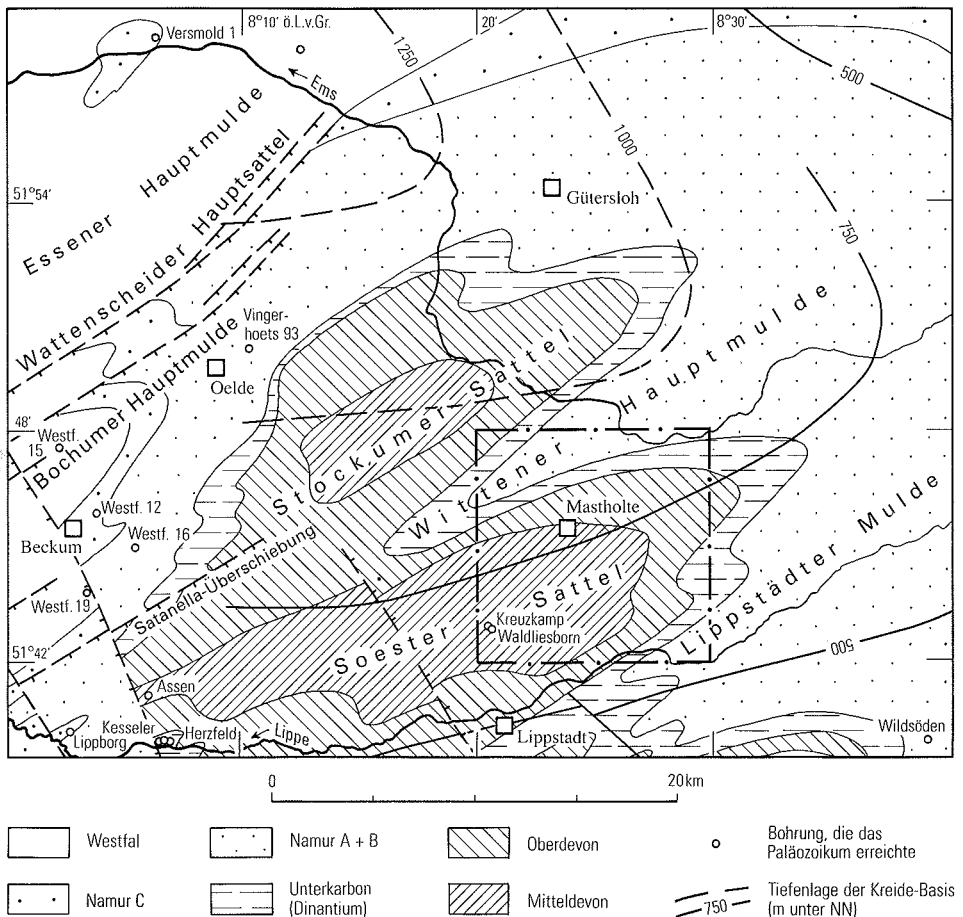


Abb. 12 Geologische und tektonische Baueinheiten des paläozoischen Untergrundes

Analog zu den gut bekannten tektonischen Verhältnissen im Ruhrgebiet ist zu vermuten, daß auch im Blattgebiet die Sattel- und Muldenbereiche zum Teil spezialgefaltet sind, wobei die Intensität der Faltung von Südosten nach Nordwesten langsam abnimmt (WREDE 1987). Dieser Faltenbau wird im östlichen Münsterland vom Devon- und Prädevon(?) - Aufbruch des Lippstädter Gewölbes gequert, das mit seiner Kernzone im Westteil des Blattgebiets Mastholte liegt. An diesem bedeutenden, quer zum Streichen der variscischen Faltenachsen verlaufenden Strukturelement heben sich die Sättel und Mulden des paläozoischen Untergrundes zwischen Soest und Geseke auf einer Strecke von ca. 30 km deutlich heraus. Östlich und westlich davon tauchen die Faltenachsen wieder ab, so daß dort die jüngeren paläozoischen Schichten an der Oberfläche des Paläozoikums anstehen. Nach HOYER et al. (1974) liegt hier eine synorogene querschlägige Hebungszone des Variscikums bis Subvariscikums vor, in der die Schichten des Devons und Karbons teilweise durch ihre Hochlage abgetragen worden sind. Die Riffkomplexe des Mitteldevons im Bereich der Sattelachsen weisen auf eine altangelegte Schwelle in diesem Raum hin.



Über die mit der Faltung der variscischen Saumsenke in unmittelbarem Zusammenhang stehenden oder kurz danach entstandenen Bauelemente (Längs- und Querstörungen, Überschiebungen, Blattverschiebungen, Klüfte etc.) ist nur wenig bekannt. Wie seismische Messungen ergeben haben, ist am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges eine mehr oder weniger starke nordwestvergente Verschuppung des Gebirgskörpers vorhanden, die nach Nordwesten langsam abklingt (HOYER in ARNOLD 1977). Im Südteil des Blattgebiets sind einzelne südfallende Überschiebungen (CLAUSEN & JÖDICKE & TEICHMÜLLER 1982) sowie einige querschlägige Bruchelemente nachgewiesen. Größere Nordnordwest – Südsüdost streichende Verwerfungen innerhalb des Blattgebiets sind der Störmeder und Schöninger Sprung.

## **4.2 Lagerungsverhältnisse des Kreide-Deckgebirges**

Die Kreide-Schichten liegen dem paläozoischen Untergrund diskordant auf. Bei der Überflutung der Rheinischen Masse transgredierte das Kreide-See auf eine durch die postvariscische Erosion eingeebnete Rumpffläche, die flach nach Norden bis Nordosten einfiel. Ab der höheren Oberkreide kam es als Folge der im Bereich des Teutoburger Waldes ablaufenden Krustenbewegungen zur asymmetrischen Einmuldung des paläozoischen Untergrundes und Herausbildung des Münsterländer Kreide-Beckens. Die größten Kreide-Mächtigkeiten werden unmittelbar südwestlich des Teutoburger Waldes, ungefähr auf der Linie Rheine – Gütersloh erreicht. Der südliche Randbereich dieses als Vorosning-Senke bezeichneten Troges (= subsequeunte Vortiefe im Sinne von VOIGT 1963) berührt eben noch den Nordostteil des Blattgebiets. Darauf deuten die aus den verschiedenen Tiefbohrungen dieses Raumes bekannten, wie auch die im Rahmen der Kartierung anhand tiefelektrotechnischer Messungen (Bearb. P. WÖRZYK, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., Hannover) ermittelten Kreide-Mächtigkeiten hin. Danach nimmt die Mächtigkeit des Kreide-Deckgebirges von den Bohrungen Kreuzkamp und Waldliesborn im Südwesten des Blattgebiets bis zu dessen Nordrand von ca. 640 m bis auf über 1 000 m zu und steigt im nördlich angrenzenden Blattgebiet Rietberg nochmals um weitere 120 m an. Diese Werte von über 1 000 m Gesamtmächtigkeit stimmen mit den beträchtlichen Kreide-Mächtigkeiten der nordwestlich benachbarten Bohrungen Vingerhoets 93 (1 160 m, TK 25: 4115 Rheda-Wiedenbrück) und Harsewinkel (ca. 1 400 m, TK 25: 4015 Harsewinkel) recht gut überein und lassen das Umschwenken des Muldentiefsten im Bereich Gütersloh von einer Nordnordwest – Südsüdost in eine mehr südöstliche Richtung erkennen (vgl. SKUPIN 1987). Dies entspricht auch den Angaben von ARNOLD (1964 b: 607), wonach der Bereich größter Mächtigkeit, das heißt die Achse des Kreide-Beckens, etwa entlang der Linie Rheine – Harsewinkel (– Bad Lippspringe) verläuft. Entsprechend der Lage des Blattgebiets am südlichen Rand der Vorosning-Senke streichen die Schichten Südwest – Nordost. Sie fallen mit 2 – 4° flach nach Nordwesten bis Westnordwesten zum Beckeninneren hin ein. Darüber hinaus sind im Kreide-Deckgebirge möglicherweise aber auch kleinere Mächtigkeitsschwankungen oder Änderungen der Schichtlagerung vorhanden, die allerdings kaum auf Tektonik zurückzuführen sind. Hier spielen eventuell unterschiedliche Härten der unterlagernden Karbon-Gesteine eine Rolle. Es ist zu vermuten, daß verwitterungs-resistente Sandsteinpakete bei der Einebnung der Rheinischen Masse als Kuppen oder Rücken stehengeblieben sind und so ein Relief geschaffen haben, das von den Kreide-Sedimenten ausgeglichen wurde. Die aus den geoelektrischen Tiefensondierungen vorliegenden Schwankungen der Kreide-Mächtigkeiten, wonach die Kreide-Schichten im Bereich der Wittener Hauptmulde um ca. 100 – 200 m mächtiger sind als im Bereich des

nördlich angrenzenden Stockumer Sattels, liegen im Bereich der Fehlerquote und können durch unterschiedliche Gesteinswiderstände im Paläozoikum meßtechnisch bedingt sein. Die Annahme einer während der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung am Ende der Kreide oder später, im Verlaufe des Tertiärs, durch die alpidische Auffaltung stattfindenden Nachfaltung des variscischen Sattel- und Muldenbaus ist für das östliche Münsterland wohl auszuschließen. Derartige Vorgänge sind bisher nur aus dem westlichen und nördlichen Münsterland in Form von Hebungen an Inversionsstrukturen bekannt. Während des frühen Holozäns sind im östlichen Münsterland nach ARNOLD (1978) Absenkungen des Untergrundes anzunehmen. Heute wiederum sind Hebungen nachzuweisen (HERGET 1996).

### 4.3 Störungen

Im Kreide-Deckgebirge ist eine Reihe quer zum Streichen der Schichten verlaufender Störungen ausgebildet, die teils Fortsetzungen der aus den Nachbarblättern bekannten Störungen sind, teils erst im Rahmen der vorliegenden Erstkartierung nachgewiesen wurden. Insbesondere im östlichen Blattgebiet ist ein engständiges Muster größerer Störungen vorhanden, das eine deutliche Zerblockung des Festgesteinsuntergrundes bedingt. Die durchweg als Abschiebungen entwickelten Störungen besitzen ein Generalstreichen von 150 – 160°, schwenken jedoch stellenweise auch in andere Streichrichtungen um. Sie sind überwiegend Seitenäste der Hauptstörungen. Das Einfallen der Störungsbahnen ist mit 70 – 80° durchweg recht steil nach Nordosten und Südwesten gerichtet. Somit ist der Gesteinsuntergrund in eine unregelmäßige Abfolge von Gräben, Horsten und Schollentreppen zerlegt. Aufgrund der petrographischen Eintönigkeit der Kreide-Schichten, die meist nur eine mikropaläontologische Gliederung zuläßt, können nur die größten tektonischen Baueinheiten erfaßt werden. Das tatsächlich vorhandene Störungsmuster kann daher noch weitaus enger sein.

Wichtigstes tektonisches Element im Blattgebiet ist der Rebbeker Horst, der an seinem West-, Nord- und Ostende von jeweils bis zu 1 – 2 km breiten Gräben begrenzt wird (Abb. 13). Der Versatz an den Randstörungen beträgt 10 – 60 m. Die Grabenschollen sind in sich verkippt, so daß infolge wechselnden Schichteinfallens die Ausstrichbreite der einzelnen Kreide-Stufen von Gräben zu Gräben unterschiedlich ist. Die im Bereich Westenholz-Wiebeler und Westenholz-Mühlenheide an der Geländeoberfläche anstehenden Kreide-Schichten des Obersantons sind durch ihre tektonische Tieflage in einem Graben zu erklären. Daneben spielt aber auch das Relief der Kreide-Oberfläche eine wichtige Rolle, die dort durch eine flache Aufragung gekennzeichnet ist (s. Taf. 2 in der Anl.).

Neben diesem Graben-Horst-Komplex im Bereich Westenholz sind weitere große querschlägige Störungsbahnen sowohl vom West- wie vom Ostrand des Blattgebiets bekannt (Abb. 13). Sie sind dort Teil eines im südöstlichen Münsterland weit verbreiteten querschlägigen Störungsmusters. Zu nennen ist hier zum einen im Westteil des Blattgebiets, im Bereich Lipperbruch die Fortsetzung des Störmeder Sprungs (TK 25: 4316 Lippstadt) sowie der quer durch die Nordostecke des Blattgebiets, im Bereich Schöning verlaufende Schöninger Sprung, der seine nordwestliche Fortsetzung auf dem Blatt 4116 Rietberg (LENZ in Vorbereitung) und seine südöstliche Fortsetzung auf dem Blatt 4217 Delbrück findet. Im Bereich dieser Störungszone und unmittelbar westlich davon, auf der Tiefscholle, sind die Kreide-Schichten gegenüber der östlich angrenzenden Hochscholle um ca. 10 m tiefer ausgeräumt. Der Bereich ist also durch eine deutliche Rinne gekennzeichnet (s.

Schnitt P – Q, Taf. 1 in der Anl.), die sich nach Norden hin, auf dem Blattgebiet Rietberg, weiter verfolgen läßt (LENZ in Vorbereitung.). Die Übereinstimmung zwischen Störung und Talrichtung ist somit zum einen entweder durch die im Verwerfungsbereich bestehende Auflockerung des Untergrundes und damit erleichterte Eintiefung des Gewässers oder durch eine heute noch andauernde Absenkung des Kreide-Untergrundes westlich des Schöninger Sprungs zu erklären.

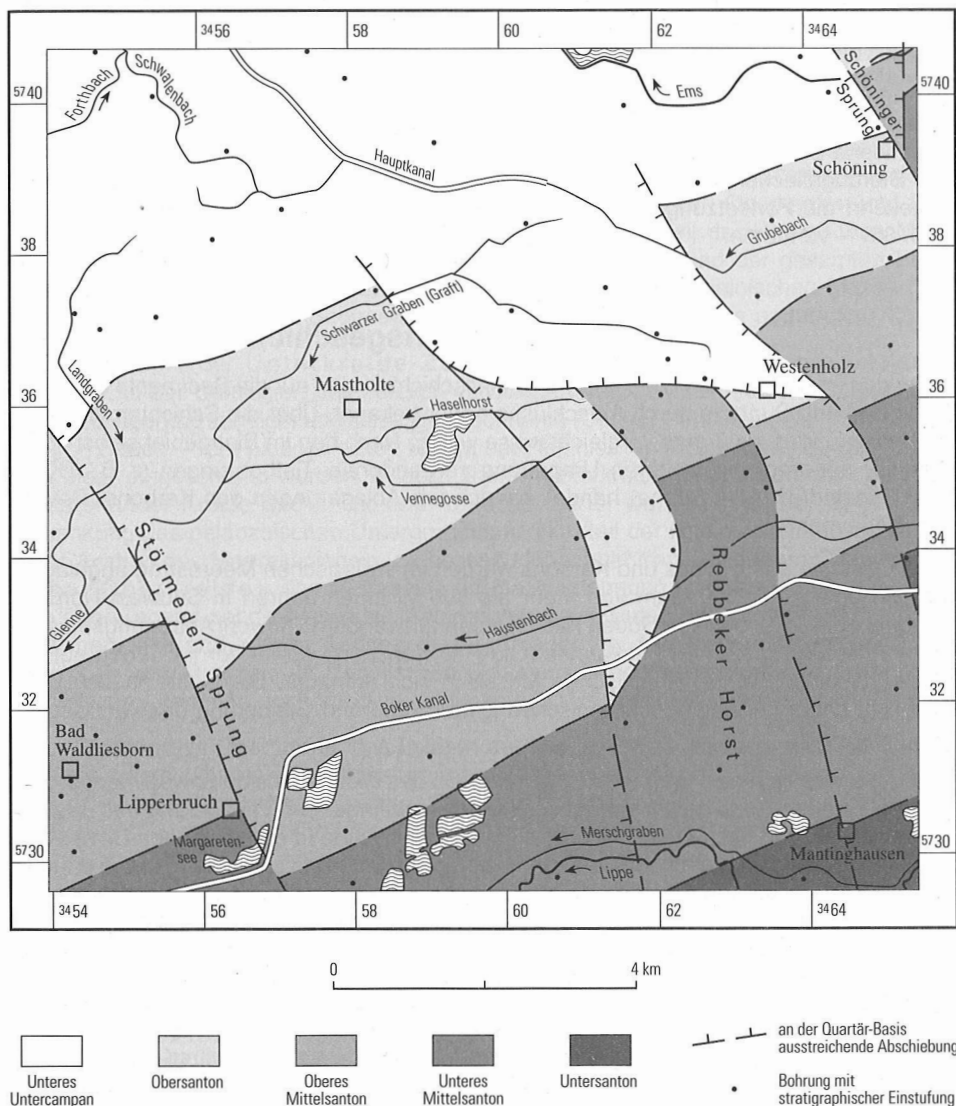


Abb. 13 Strukturkarte des Kreide-Deckgebirges

Generell haben an den im Blattgebiet vorhandenen Abschiebungen Ausgleichsbewegungen zu Hebungs- und Dehnungsvorgängen nach Ablagerung und Verfestigung der Kreide-Sedimente stattgefunden. Wie die flachwelligen Verbiegungen der Kreide-Schichten sind sie auf die spät- bis postkretazischen Krustenbewegungen der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung sowie die sich anschließenden tertiärzeitlichen Einengungs- und Hebungsvorgänge zurückzuführen. Hierbei wurden zum Teil die variscisch angelegten Störungen der Rheinischen Masse wiederbelebt, so daß diese sich zumindest teilweise in das darüber liegende Kreide-Deckgebirge fortsetzen. Demnach kann zwischen den größeren Bruchstrukturen des paläozoischen Untergrundes und den Störungen des Kreide-Deckgebirges ein direkter Zusammenhang bestehen („durchgepauste Tektonik“; vgl. GIERs 1958, BÖKE 1963, HOYER 1964).

Die Abflußrichtung der Flüsse und Bäche wird mit Sicherheit durch das im Untergrund vorhandene Störungsmuster bestimmt (vgl. KALTERHERBERG & KÜHN-VELTEN 1967). Insofern sind Störungsflächen und quartäre Rinnenverläufe oft deckungsgleich und lassen auch umgekehrt die Fortsetzung einer Störung – wie zum Beispiel des Schöninger Sprungs (s. S. 85) – vermuten.

## 5 Erd- und Landschaftsgeschichte

Von den im Blattgebiet verbreiteten Gesteinsschichten sind nur die Sedimente der Oberkreide und des Quartärs durch Aufschlüsse näher bekannt. Über die Schichten des tieferen Untergrundes weiß man vergleichsweise wenig. Nach den im Blattgebiet selbst sowie in seiner näheren und weiteren Umgebung vorhandenen Tiefbohrungen (z. B. TK 25: 4316 Lippstadt u. 4118 Senne) handelt es sich um Ablagerungen des Karbons, Devons und Prädevons.

Die Gesteine des Devons und Karbons wurden im variscischen Meerestrog abgelagert, der sich über einen Zeitraum von mehr als 100 Millionen Jahren in Südwest-Nordost-Richtung erstreckte und von Süden nach Norden fortwandernd sowohl Abtragungsmassen des nordwesteuropäischen Festlandes (Old-Red-Kontinent) sowie der im Süden aufsteigenden Gebirgsteile der Rheinischen Masse in sich aufnahm. Die Gesteinsausbildung entspricht dabei der paläogeographischen Entwicklung und Gliederung des variscischen Meeresbeckens.

Die Ablagerungen des Devons sind innerhalb des Blattgebiets durchweg mariner Entstehung. Entsprechend der im Verlauf des Devons stattfindenden Verlagerung des Beckentiefsten von Süden nach Norden sind die Gesteinsschichten in den einzelnen Devon-Stufen unterschiedlich ausgebildet. Je nach Entfernung zum nördlich gelegenen Festland ist eine mehr brackisch-marine oder marine Gesteinsausbildung zu beobachten (Rheinische und Herzynische Fazies, SCHMIDT 1926). Mächtigen, den Liefergebietsnäheren Teil des Schelfes charakterisierenden Sandsteinfolgen mit Buntschiefereinlagerungen im Unter- und Mitteldevon stehen im Oberdevon zum Teil Beckenablagerungen in Form geringmächtiger Tonsteinserien mit Sandsteinbänken gegenüber. Die Grenze Schelf/Becken ist durch Stromatoporen- und Korallenriffe gekennzeichnet. Auch im Unterkarbon setzte sich die Absenkung fort. Im tiefen, sauerstoffarmen bis -freien, oftmals Schwefelwasserstoff enthaltenden Wasser (euxinisches Milieu) kam es zur Ablagerung von geringmächtigen Stillwassersedimenten, die heute als Alaunschiefer, Kieselschiefer (Lydit) und Kieselkalk in der sogenannten Kulmfazies vorliegen.

Von der Wende Unter-/Oberkarbon an geriet das Blattgebiet zunehmend in den Einflußbereich der im Zentrum des Sedimentationsbeckens beginnenden variscischen Gebirgsbildung. Die von dem sich heraushebenden Gebirge stammenden Abtragungsmassen sammelten sich im Vorland des Gebirges in einer Vortiefe, der subvariscischen Saumsenke. Während des Namurs A und B wurden so große Mengen von Sand, Schluff und Ton abgelagert. Im Namur C verflachte der Sedimentationsraum mehr und mehr. In der zunehmend lagunären (paralischen) Fazies breiteten sich ausgedehnte Sumpfwälder und Moore aus, die immer wieder während mariner Ingressionen durch Sedimente überdeckt wurden. Durch die Versenkung in größere Tiefen entstanden aus den Pflanzenresten später die Steinkohlenflöze des Oberkarbons (Namur C, Westfal). Zusammen mit den Schichten des flözleeren Oberkarbons erreichen sie Mächtigkeiten von schätzungsweise 2 500 – 3 000 m.

Gegen Ende des Oberkarbons (Westfal/Stefan) wurden auch die Sedimente der Vortiefe während der asturischen Phase aufgefaltet und dem variscischen Gebirge angegliedert. Schon bald nach Heraushebung der Schichten im jüngsten Oberkarbon und Perm fand die Einebnung des Faltegebirges statt. Auch dieser Teil der Rheinischen Masse wurde Abtragsgebiet und Teil eines Festlandes, das während der gesamten Perm-, Trias- und Jura-Zeit bestand. Nur in den Randbereichen der Rheinischen Masse (z. B. Teutoburger Wald) werden Sedimente der genannten Zeitabschnitte angetroffen.

Auch während der Unterkreide-Zeit war die Rheinische Masse noch größtenteils Festland. In der Uferregion des nördlich vorgelagerten Niedersächsischen Beckens kam es zur Ablagerung sandiger und kieseliger Sedimente (Osning-Sandstein, Flammenmergel), die von Süden – vom paläozoischen Rumpf der Rheinischen Masse her – durch Flüsse in das Meer eingeschüttet wurden. In der höheren Unterkreide (Alb) bildete sich dann das Münsterländer Kreide-Becken heraus. Ursache hierfür waren neben der beginnenden Absenkung des paläozoischen Untergrundes im Nordteil der Rheinischen Masse ein globaler Anstieg des Meeresspiegels, zu dessen Höhepunkt im Verlaufe von Cenoman und Turon (Oberkreide) das Meer seine größte Ausdehnung erreichte. Im Gegensatz zu den überwiegend sandig-kieseligen Ablagerungen der Unterkreide kamen jetzt größtenteils mergelige und kalkige Sedimente zur Ablagerung. Nur in den südlichsten Randbereichen, am Anstieg zum Rheinischen Schiefergebirge (Haarstrang und Paderborner Hochfläche), kommen noch sandige Sedimente (z. B. Soest-Grünsand) vor.

Im Verlaufe des Oberturons, das heißt in der Ilseder Phase der subherzynen Gebirgsbildung, setzte sich mit der Heraushebung des Niedersächsischen Beckens und dessen Umgestaltung zum Niedersächsischen Tektogen die Ausformung des Münsterländer Kreide-Beckens beschleunigt fort. Als Massenausgleich zu der im Bereich des Teutoburger Waldes emporsteigenden Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle senkte sich der Nordostteil des Kreide-Beckens als schmaler und tiefer Trog (= subsequenter Randtrog) in den paläozoischen Untergrund ein. In dieser sogenannten „Vorosning-Senke“, zu der der Nordostteil des Blattgebiets gehört, sind auch die größten Kreide-Mächtigkeiten, maximal 2 400 m, des Münsterlandes anzutreffen. Als weiteres Zeugnis dieser Hebungs- und Absenkungsvorgänge sind am Nordostrand des Münsterländer Kreide-Beckens vielfach Sedimentumlagerungen in Form von Turbiditen und Großgleitschollen (= Herpolithe) zu beobachten. Durch die allmähliche Vertiefung des Meeres von Nordost nach Südwest auf die Rheinische Masse zu, wird die Sedimentfüllung im Ostteil des Trogs, und damit auch im Blattgebiet, ab dem Mittelconiac ausschließlich durch Tonmergelsteine (= Emscher-Mergel) charakterisiert (KAEVER & LOMMERZHEIM 1992).

Mit dem Rückzug des Meeres zum Ende der Kreide-Zeit wurden im Verlauf der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung Egge und Teutoburger Wald herausgehoben. Die im paläozoischen Untergrund vorhandenen Bruchstrukturen lebten postkretazisch wieder auf und setzten sich teilweise bis in das Kreide-Deckgebirge fort (vgl. Kap. 4.3).

Während des Tertiärs war das Gebiet Festland. Die Transgressionen des Tertiär-Meeres reichten nicht bis in den Betrachtungsraum. Bei warmem bis heißem Klima verwitterten die Kreide-Gesteine tiefgründig. Es herrschte Abtragung, die Verkarstung setzte ein. Neben einer flächenhaften Einebnung der Landschaft kam es dabei nur stellenweise zur Herausbildung von Landterrassen, die als Folge wiederkehrender epirogenetischer Hebungen bei gleichzeitiger Belebung der fluviatilen und subaerischen Erosion aufzufassen sind (ARNOLD 1953 b, 1960; HESEMANN 1969). Eigentliche Terrassenablagerungen fehlen (THIERMANN 1974). Die alpidische Faltung machte sich in diesem Raum durch die Bildung von Abschiebungen bemerkbar.

Während des Quartärs setzte sich die Ausgestaltung der Landschaft fort. Die schon im Verlaufe des Pliozäns deutlich abnehmenden Temperaturen gingen während des Quartärs weiter zurück. Zeiten mit gemäßigttem Klima, in denen das Blattgebiet vollständig mit Wald bedeckt war, wechselten ab mit Zeiten, in denen lediglich eine subarktische Vegetation gedeihen konnte. Während der Kaltphasen schotterten die Flüsse verstärkt auf, in den Warmzeiten erfolgte eine linienhafte Erosion und Ausgestaltung des Gewässernetzes. Mit der Heraushebung und Kippung des Sauerlandes kehrte die Alme (= Uralme) ihre Fließrichtung um und lagerte ihre Sedimentfracht entlang ihres damaligen Unterlaufes im Bereich des Münsterlandes ab. Die Schotter dieses vermutlich elsterzeitlichen Schwemmfächers stehen am Südrand des Münsterlandes als Ältere Plänerschotter zum Teil direkt an der Geländeoberfläche an. Weiter münsterlandeinswärts sind sie vermutlich nur noch in Resten erhalten. Sie lieferten dort als Aufarbeitungsprodukt das Material der holsteinzeitlichen Rinnenfüllungen des Unteren Schneekensandes. Dieser wurde von den nachfolgenden Ablagerungen der Saale- und Weichsel-Kaltzeit überdeckt. Insbesondere die mächtigen Eis- und Schmelzwasserablagerungen (Grundmoräne, Vor- und Nachschüttsand, Beckenschluff) der Saale-Kaltzeit sind großflächige Relikte der ehemaligen Inlandvereisung. Sie haben auch auf den Verlauf der Gewässer einen bedeutsamen Einfluß genommen.

Als das drenthezeitliche Inlandeis das südöstliche Münsterland erreichte, lag dort ein weitflächiges Talnetz vor, das nach Nordwesten entwässerte. Durch die vorrückenden Gletscher wurden die bestehenden Abflußverhältnisse entscheidend verändert. Die Uralme wurde vom Eis überfahren und der Abfluß dadurch plombiert und nach Süden abgedrängt. Vor dem Eisrand vorhandene Ost – West-gerichtete Schmelzwasserrinnen nahmen neben den eigenen Schmelzwässern nun auch die Wässer von Alme und Lippe auf. Auch die Ems mündete vermutlich in dieses Rinnensystem ein. Bei zunehmender Absperrung durch das Eis hatte sich zeitweise auch ein größerer Eisstausee gebildet, der nach Süden bis an den Fuß des Haarstrangs und der Paderborner Hochfläche reichte.

Unter diesen geänderten Abflußbedingungen setzten im ausgehenden Saale-Glazial, dem Warthe-Stadium, entlang der Flüsse und Bäche bereits erste Ausräumungsvorgänge ein, welche einen Teil der glaziären, glazifluvialen und glazilimnischen Sedimente abtrugen und neue Terrassenverebnungen schufen. Geringmächtige Hangleisten, etwa an den Flanken des Delbrücker Rückens, dokumentieren dies.

Auch während der Eem-Warmzeit und Weichsel-Kaltzeit wurden Lage und Richtung dieser Sammelrinne von der Lippe beibehalten. Im Bereich der Beckumer Berge versperrten ihr jedoch die dort anstehenden Kreide-Gesteine den Weg und lenkten sie nach Norden ab. Alme und Ems waren zu dieser Zeit ein südlicher beziehungsweise östlicher Nebenfluß der Lippe; sie verstärkten damit deren Wasserführung.

Im Verlaufe des Weichsel-Spätglazials brach die Lippe infolge fortschreitender Auffüllung und Nivellierung des Reliefs unterhalb von Bad Waldliesborn durch die Beckumer Berge nach Westen durch und verband sich mit der Lippe des Rheins. Das Gebiet zwischen Beckumer Bergen, Langenberger Sporn und Delbrücker Rücken fiel trocken. Die vormals aus den Beckumer Bergen, der Senne und dem Delbrücker Rücken kommenden Gewässer flossen nun teils der Lippe, teils der Ems zu. In dem Gebiet zwischen Lippe und Ems fand durch die dort mäandrierenden Gewässer im wesentlichen nur noch Abtragung und somit eine Tieferlegung der Landschaft statt. In der sich neu herausbildenden Moese-Mastholter Niederung wurden im Verlaufe des Weichsel-Spätglazials nur noch geringmächtige Sande (Talsand) aufgeschüttet. Auf dem seit dem ausgehenden Weichsel-Hochbis -Spätglazial bestehenden Talniveau westlich und östlich der Moese-Mastholter Niederung, dem Verbreitungsgebiet der Schluff-Folge, fand hingegen nur noch geringfügige Umlagerung durch Abschwemmung und äolische Prozesse statt.

Im Bereich der heutigen Lippe wurde im Verlaufe des Spätglazials, im Hangenden der Schluff-Folge, Talsand in größerer Mächtigkeit aufgeschüttet. Wo die Ablagerungen der Schluff-Folge primär fehlten oder bereits wieder erodiert worden waren, liegt der Talsand meist über der Sand-Schluff-Wechselfolge oder dem Knochenkies. Im Bereich der Ems wurde ebenfalls Talsand abgelagert, allerdings in geringeren Mächtigkeiten. Daraus folgt auch, daß die Niederterrassenoberfläche der Lippe (ca. + 80 m NN) gegenüber derjenigen der Ems (ca. + 75 m NN) um etwa 5 m höher liegt. Eventuell hat der Rückstau der Lippe an den Beckumer Bergen zu einer stärkeren Aufhöhung der Lippe-Niederterrasse geführt.

Im Vorfeld der teilweise nur bis Norddeutschland vorstoßenden Gletscher kam es zu periglaziären Prozessen mit Permafroststrukturen wie Eiskeilbildung, Strukturböden und Fließerden. Heftige Winde führten das Feinbodenmaterial von der Geländeoberfläche fort und setzten es an anderer Stelle, teils in Form von Löß und Sandlöß, teils – wie im Blattgebiet – als Flugsand, das Relief ausgleichend oder belebend, wieder ab.

Mit der Oberen Niederterrasse ist die Sedimentation im Bereich des Blattgebiets jedoch noch nicht abgeschlossen. Stellenweise ging die Sedimentation während der Jüngeren *Dryas*-Zeit am Ende des Spätglazials noch weiter, und es wurden in diesem Zeitraum geringmächtige Sedimente einer Unteren Niederterrasse aufgeschüttet. Ihre Abgrenzung gegen die Obere Niederterrasse ist morphologisch jedoch nicht überall ohne weiteres erkennbar, da sie dieser flächenhaft aufliegt.

Im Holozän setzten sich Erosion und Ablagerung fort. Die durch pleistozäne Sande und Kiese geprägte Landschaft wurde durch die Tätigkeit von Wasser und Wind weiter umgestaltet. In den Auen der Bäche und Flüsse gelangten schluffig-tonige bis schluffig-sandige Sedimente zur Ablagerung. Zwischen den Wasserläufen wurden der Geländeoberfläche Flugsanddecken, Dünen und Uferwälle aufgesetzt. In den letzten 1 000 Jahren hat verstärkt der Mensch in die Geländegestaltung eingegriffen.

## **6 Nutzbare Lagerstätten**

Wirtschaftliche Bedeutung besitzen im Blattgebiet nur die Steine- und Erden-Vorkommen. Andere nutzbare Rohstoffe, mit Ausnahme des Raseneisenerzes und der Sole (Kap. 7.5), sind weder nahe der Oberfläche noch im tieferen Untergrund vorhanden.

### **6.1 Steine und Erden**

Die Lithologie der oberflächennahen Gesteine im Blattgebiet ist in Abbildung 14 vereinfacht wiedergegeben. Abgebaut werden nur noch die Sande und Kiese der Oberen Niederterrasse, hauptsächlich die der Lippe. Die früher im Bereich des Delbrücker Rückens bei Westenholz vorhandenen Ziegeleibetriebe, die den Geschiebelehm und Geschiebemergel der saalezeitlichen Grundmoräne nutzten, sind seit längerem stillgelegt.

#### **6.1.1 Geschiebelehm und Geschiebemergel**

Die im Bereich des Delbrücker Rückens vorhandene Grundmoränenbedeckung bildete bis vor wenigen Jahrzehnten die Grundlage für eine örtliche Ziegelherstellung.

Am Westrand von Westenholz (R 63 150, H 35 600) befand sich die Ziegelei Josef beziehungsweise Martin Müller (1906 – 1940), vormals Stefan Böckmann. Das Material wurde zunächst im Handstich, ab 1914 maschinell gewonnen. Der Abbau erfolgte hauptsächlich im Zeitraum April bis Oktober; während der Wintermonate wurden die Ziegel dann in mehreren Einzelöfen (Kassler Öfen) gebrannt. Die Produktion betrug bei einer Belegschaft von zehn Mann ca. 1,5 Millionen Steine pro Jahr. Hauptabsatzgebiet war der Bereich Mastholte, Mettinghausen und Rebbeke, aber auch Rheda-Wiedenbrück (frdl. Mitt. M. MÜLLER, Westenholz).

Im Jahre 1947 wurde die Ziegelei von Heinz Hartkämper übernommen, in südwestlicher Richtung in den Bereich Mühlenheide (R 62 000, H 34 650) verlegt und modernisiert (Ringofen). Die Mächtigkeit des abbauwürdigen Grundmoränenvorkommens betrug dort, wie auch im Bereich der Ziegelei Müller, maximal 2,2 m. Davon war der obere, etwa 1 m mächtige, entkalkte und stärker sandführende Geschiebelehm am besten geeignet. Das Absatzgebiet der Ziegelprodukte umfaßte den Bereich Rheda-Wiedenbrück, Delbrück und Lippstadt. Im Jahre 1965 wurde die Produktion eingestellt und der Betrieb auf Holzbearbeitung und die Herstellung von Profilleisten für die Möbelindustrie umgestellt.

#### **6.1.2 Sand und Kies**

Am Nordufer der Lippe, zwischen Lipperbruch und Mantinghausen, wird an zahlreichen Stellen Sand und Kies gewonnen. Von ehemals insgesamt sechs Firmen mit ebensovielen Baggerseen sind heute nur noch drei Firmen an der Sand- und Kiesgewinnung beteiligt. Es sind dies von Westen nach Osten:

Firma J. Zacharias, Lippstädter Tief- und Straßenbau GmbH (stillgelegt)  
Lipperbruch (R 57 080 – 57 800, H 30 670 – 31 420)

Firma Westenberg  
Niederdedinghausen (R 58 320 – 58 640, H 29 600 – 30 650)

Firma J. Albers (stillgelegt)  
Niederdedinghausen (R 58 640 – 59 000, H 29 770 – 30 700)

Firma F. Gees (stillgelegt)  
Niederdedinghausen (R 59 060 – 59 680, H 30 160 – 30 660)

Firma H. Berhorst  
Niederdedinghausen (R 59 340 – 60 150, H 30 700 – 31 250)

Firma Mantinghauser Sand- und Kieswerke GmbH  
Mantinghausen (R 65 230 – 65 430, H 30 180 – 30 580)



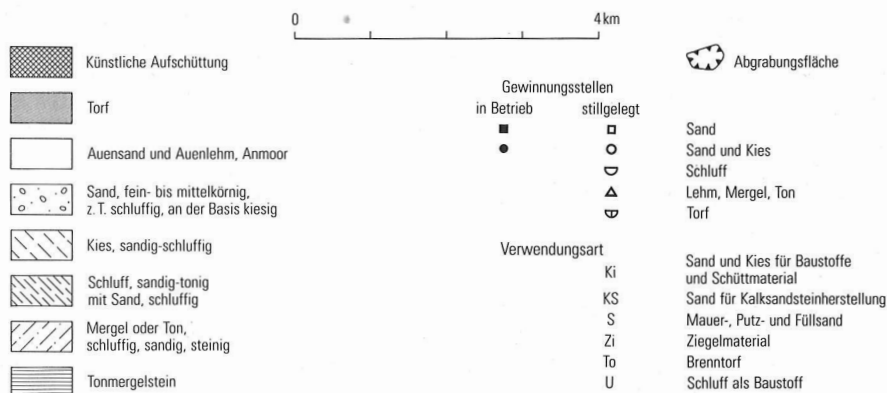
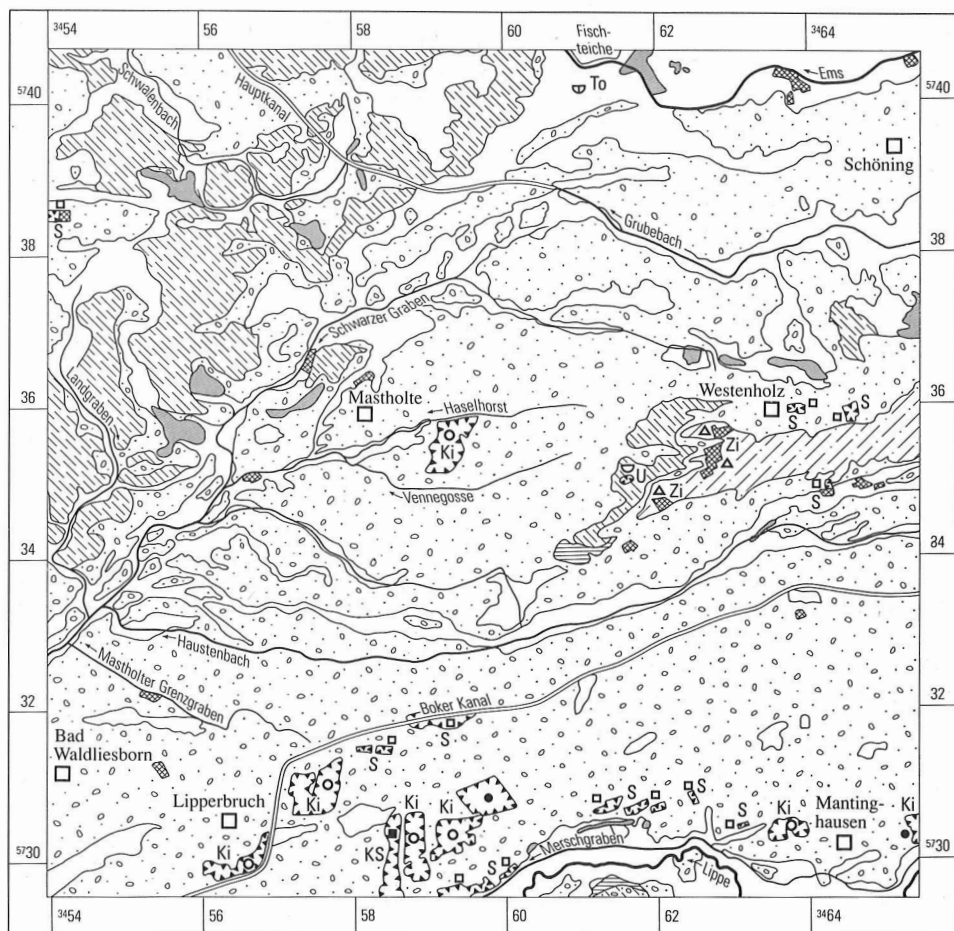


Abb. 14 Steine und Erden

Seit Mitte der 60er Jahre wird durch die genannten Firmen Sand und Kies der Lippe-Niederterrasse gewonnen. Der Abbau erfolgt im Gegensatz zu der früher üblichen Trockenabgrabung der morphologisch hoch liegenden Dünen- und Flugsandgebiete mit Hilfe von Schwimmsaugbaggern und reicht im allgemeinen bis zu den darunter anstehenden Kreide-Gesteinen (ca. 8 – 12 m). Das Verhältnis Sand/Kies beträgt in der Regel 80 : 20, wobei der Anteil von Kies in den höheren Partien auch geringer, in den unteren Partien etwas höher sein kann. Der Sand wird für den Straßenbau, als Putz- und Mauersand und im Falle der Firma Westenberg zur Herstellung von Kalksandsteinen verwendet. Der beim Abbau anfallende Kies ist meist nur von geringer Qualität und wird deshalb fast ausschließlich als Füllmaterial, in geringerem Umfang auch als Zuschlagstoff für Teermischwerke, verwendet. Hierfür kommen am ehesten die qualitativ etwas besseren Kiese der östlichen Gewinnungsstellen in Betracht, wo der Anteil der festeren paläozoischen Bestandteile (Lydit, Grauwackesandsteine) leicht erhöht ist (s. Tab. 7, S. 52). Zum Teil wird der Kies aber auch als Abfallstoff zusammen mit den anderen nicht verwertbaren Bestandteilen, zum Beispiel Schluff, zurück in den See geleitet. Das Absatzgebiet erstreckt sich über einen Radius von ca. 50 bis 60 km und beliefert bevorzugt das nördliche Sauerland etwa bis zur Linie Bestwig – Meschede (GÜNTHER 1977).

Aus dem am Boker Kanal zwischen Lipperode und Lipperbruch gelegenen Margaretensee (R 56 000 bis 56 850, H 29 800 – 30 500) wurde nur kurzfristig in dem Zeitraum von 1957 – 1958 Sand entnommen. Dieser wurde bei der Anlage der neuen Trasse der Bundesstraße B 55 außerhalb des Stadtgebiets von Lippstadt sowie für Aufschüttungen der sie querenden Auto- und Fußgängerbrücken benötigt. Das Material wurde nach Absenken des Grundwasserspiegels trocken mit Motorschürfkübeln bis in eine Tiefe von ca. 3 m abgegraben. Heute wird der See für Freizeitaktivitäten genutzt.

Abseits von diesem Abbauschwerpunkt der Sand- und Kiesgewinnung an der Lippe befand sich am Südostrand von Mastholte die Abgrabung der Firma Witrans, Baustoffgroßhandels- und Transportgesellschaft, Warstein. Sie förderte ausschließlich schluffigen Feinsand, bei dem das Überkorn aus Fein- bis Grobkies zuvor ausgesiebt wurde. Dieser Feinsand fand ausschließlich als Füllsand Verwendung.

Vor diesem industriell betriebenen Naßabbau der Lippe-Niederterrasse wurden vor allem die unmittelbar am Nordrand der Lippeaue vorhandenen größeren Uferwälle und Dünenzüge als Rohstoff genutzt. So ist insbesondere ein Teil der zwischen Niederdedinghausen und Mettinghausen ehemals vorhandenen Uferwälle und Dünen ganz oder bis auf geringe Reste abgebaut. Die Abgrabung dieser Dünen erfolgte in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts und erbrachte etwa den Fund des berühmten Lippstädter Faustkeils (s. Kap. 3.5.2.3). Der Abbau einer Sanddüne im Jahre 1935 ist vom Boker Kanal (R 59 300, H 32 000) bekannt (frdl. Mitt. J. BONGARTZ, Lippstadt-Lipperode).

Im Bereich des Langenberger Sporns wurde der unter der Grundmoräne anstehende Vorschütt sand in dem Zeitraum zwischen 1928 und 1939 sowie kurz nach 1945 bis maximal 4 m Tiefe abgegraben und als Bau- und Füllsand verwendet. Abbaustellen waren die beiden Sandgruben Mönning (R 54 050, H 38 550) und Diestmann (R 54 200, H 38 550). Die ehemals zwischen den beiden Gruben stehengebliebene Geländerippe ist heute beseitigt; die so entstandene einheitliche Fläche wird heute von Hof Diestmann landwirtschaftlich genutzt.

Kleinere Abbaustellen von Vorschütt sand befinden sich auch im Bereich des Delbrücker Rückens östlich von Westenholz. Dort wurde 1928/1929, in den Jahren der Arbeitslosigkeit, Sand vom Hof Schormann (R 64 500 – 64 700, H 35 770 – 36 050) in die nassen Wiesen und Moore nördlich der Landstraße L 586 („In den Kuhlen“) gefahren, um die Standfestigkeit und damit den landwirtschaftlichen Nutzwert zu verbessern.

### 6.1.3 Torf

Zwischen 1828 und 1867 wurde in dem auf der Domäne Rietberg, am Nordrand des Blattgebiets gelegenen großen Moor (R 60 750 – 62 300, H 39 750 – 40 500) Torf gestochen. Die Gewinnung erfolgte planmäßig in ungefähr Südwest – Nordost und Südsüdost – Nordnordwest verlaufenden Abbaustreifen. Dies wurde möglich, nachdem durch Regulierung der Ems und Entwässerung der daran angrenzenden Moore der Wasserspiegel soweit abgesenkt war, daß diese abgebaut werden konnten. Der Torf war im Vergleich zur Steinkohle wesentlich billiger und wurde der Bevölkerung als Hausbrand zum Kauf angeboten (KAISER 1993: 53). Seit dem 28. August 1989 ist das Gebiet mit den verbliebenen Moorflächen als Naturschutzgebiet „Rietberger Emsniederung“ durch den Regierungspräsident Detmold ausgewiesen.

### 6.2 Erze

Im vergangenen Jahrhundert wurden neben den Eisenerzvorkommen des paläozoischen und mesozoischen Untergrundes am Rande der Westfälischen Bucht auch die Raseneisenvorkommen der Flußniederungen genutzt. Der Abbau auf dem Blattgebiet erfolgte innerhalb verschiedener Raseneisesteindistrikte, die bergrechtlich teils der Eisenhütte Westfalia in Lünen, teils der Holter Hütte bei Schloß Holte/Stukenbrock verliehen waren. Hierbei handelte es sich auf Seiten der Hütte Westfalia im einzelnen um die Felder „Westphalia“ (verliehen 1823), „Neu-Westphalia“ (1830) und „Elisabeth“ (1836), auf Seiten der Holter Hütte um das Feld „Rietberg“ (1838; Mitt. Landesoberbergamt, Dortmund; POTTHOFF 1988, RÖHRS 1992). Ein damit in Zusammenhang stehender Abbau fand etwa im Bereich des Lipperoder Bruchs nördlich von Lipperode auf lippe-detmoldischem Territorium statt. Die Abbaustelle lag im Feld „Westphalia“, dessen Breite auf beiden Seiten der Lippe jeweils eine Wegstunde betrug (SLOTTA 1986: 339). Das gewonnene Erz wurde an Ort und Stelle verarbeitet und dann mit Pferdefuhrwerken zunächst nach Lippstadt und von dort per Schiff nach Lünen gebracht. Ähnlich wurde das Raseneisenerz aus dem nördlichen Bereich des Feldes „Rietberg“ mit Pferdewagen zur Holter Hütte verfrachtet (MAASJOST 1933, BERTELSMEIER 1942, ARNOLD 1977). Die durch den Abbau entstandenen Löcher wurden wieder verfüllt und mit dem zuvor abgestochenen Rasen bedeckt.

Die Hauptphase der Eisenerzgewinnung reichte von der Verleihung der Felder bis in die Mitte der fünfziger Jahre des 19. Jahrhunderts und betrug etwa für das Feld „Elisabeth“ zwischen 1837 und 1851 durchschnittlich 2 200 Faß/Jahr (1 Faß = 3 ¼ Berliner Scheffel = 178,6 Liter, VERDENHALVEN 1968). In späterer Zeit ging der Abbau mehr und mehr zurück (KENTER 1954), bevor er im Jahr 1866 völlig eingestellt wurde (mdl. Mitt. G. MARTICKE, Lipperode). Im Jahre 1878 wurden die Felder „Westphalia“, „Neu-Westphalia“ und „Elisabeth“ durch Konsolidation in das Bergwerksfeld „Gewerkschaft Eisenhütte Westfalia“ zusammengefaßt.

Heute sind derartige Raseneisenerzbildungen nur noch selten zu finden, da sie durch die Absenkung des Grundwassers und Urbarmachung des Geländes im allgemeinen verwittert sind.

## 7 Hydrogeologie (H. MASLOWSKI)

Das Kapitel Hydrogeologie in einer Erläuterung kann nur einen allgemeinen Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse im Blattgebiet geben. Spezielle Untersuchungen zur Planung wasserwirtschaftlicher Projekte können hierdurch nicht ersetzt werden.

Darstellungen zur Hydrogeologie und Hydrologie im Blattgebiet sind den folgenden Karten des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen und des Landesumweltamtes Nordrhein-Westfalen zu entnehmen:

- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C 4314 Gütersloh (KOCH & MICHEL 1979)
- Hydrogeologische Karte des Kreises Paderborn 1 : 50 000 (KOCH & MICHEL 1972)
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Stand April 1988 (1995), Blatt L 4316 Lippstadt
- Grundwasserstände unter Flur 1 : 50 000, Stand Oktober 1963 (1976), Blatt L 4314/4316 Beckum/Lippstadt

Eine großräumige Darstellung gibt die Karte Hydrogeologie 1 : 500 000 (1978) aus dem Deutschen Planungsatlas, Band Nordrhein-Westfalen. Weiterhin liegen die Karte der Grundwasserlandschaften (1980) und die Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen, beide im Maßstab 1 : 500 000, vor.

## 7.1 Hydrogeologischer Überblick

Das Blattgebiet liegt im östlichen Teil des Münsterländer Kreide-Beckens, das ein in sich geschlossenes hydrogeologisches System ist. Es kann vereinfacht betrachtet als Dreischicht-Aquifersystem bezeichnet werden, das sich in folgende Einheiten gliedert (STRUCK-MEIER 1990):

- ein unteres Grundwasserstockwerk, das an den Rändern des Münsterländer Kreide-Beckens ausstreicht, zum Beckeninneren abtaucht und dort höher mineralisiertes Grundwasser (Sole) führt (MICHEL 1983 a, 1983 b)
- eine nahezu undurchlässige Trennschicht aus Tonmergelsteinen
- ein oberflächennahes Grundwasserstockwerk, das lokal unterschiedlich ausgeprägt ist.

Diese Dreigliederung ist auch im Blattgebiet zu beobachten. Das untere Grundwasserstockwerk besteht dort überwiegend aus Kalk- und Kalkmergelsteinen der tieferen Oberkreide (Cenoman bis Unterconiac), die im Bereich von Bad Waldliesborn von devonischen Kalksteinen unterlagert werden und mit diesen in hydraulischer Verbindung stehen. Es handelt sich um einen Kluftgrundwasserleiter, bei dem das Grundwasser auf den Trennfugen im Gestein zirkuliert. Die Trennfugen sind örtlich durch Verkarstung erweitert.

Das Grundwasser ist artesisch gespannt (KOCH & MICHEL 1972) und höher mineralisiert. Das untere Grundwasserstockwerk ist daher für die Trinkwassergewinnung nicht nutzbar, die Thermalwasserbohrungen von Bad Waldliesborn fördern jedoch die hier aus den devonischen Schichten zufließende Sole für Heilzwecke (s. Kap. 7.5).

Das untere Grundwasserstockwerk wird von den Tonmergelsteinen der jüngeren Oberkreide (Mittelconiac bis Untercampan) überdeckt, die unter dem Faziesbegriff „Emscher-Mergel“ zusammengefaßt werden. Sie erreichen im Blattgebiet eine Mächtigkeit von ca. 380 – 620 m. Die Schichten sind sehr gering durchlässig und fungieren daher als hydraulische Trennschicht zwischen dem unteren und dem oberen Grundwasserstockwerk. Örtlich ist die Wasserwegsamkeit entlang von tiefreichenden Störungszonen erhöht. Dort kann salzhaltiges Tiefengrundwasser aufsteigen.

Die Tonmergelsteine sind weitflächig von quartären Lockergesteinen überdeckt, nur lokal treten sie bis dicht an die Geländeoberfläche heran (s. Abb. 15). Auch unter einer mächtigeren Quartär-Bedeckung sind die Tonmergelsteine an ihrer Oberfläche aufgelockert und weisen eine erhöhte Wasserdurchlässigkeit auf, so daß eine für Einzelwasserversorgungen ausreichende Ergiebigkeit vorliegen kann.

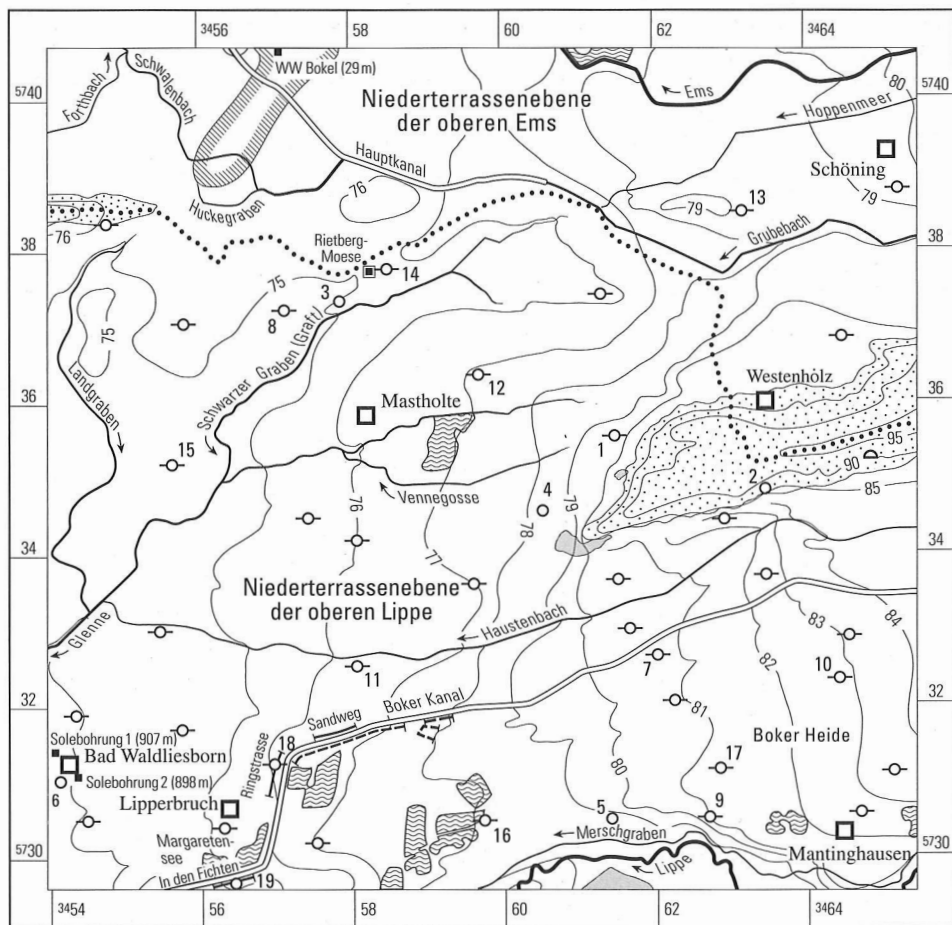
Die flächendeckend verbreiteten quartären Lockergesteine bilden das süßwasserführende obere Grundwasserstockwerk. Es handelt sich um einen Porengrundwasserleiter, bei dem das Grundwasser im Porenraum der Gesteine zirkuliert. Die Durchlässigkeit der Lockergesteine wird vor allem von ihrer Korngrößenzusammensetzung bestimmt. Sie wird durch den Durchlässigkeitsbeiwert ( $k_f$ ) charakterisiert.

Vereinfacht betrachtet ist die quartäre Lockergesteinsfolge ein zusammenhängendes Grundwasserstockwerk. Die wechselnde Ausbildung und Mächtigkeit der quartären Ablagerungen bedingt jedoch lokale Unterschiede in Durchlässigkeit und Ergiebigkeit. Die stratigraphischen Einheiten sind in Tabelle 9 in vier Gruppen mit unterschiedlichem Grundwasserleitvermögen zusammengefaßt. Die geologischen Schnitte (Taf. 1 in der Anl.) geben die Verbreitung, Mächtigkeit und Ausbildung der verschiedenen Einheiten innerhalb des Grundwasserstockwerks wieder.

**Tabelle 9**  
**Hydrogeologische Klassifikation der quartären Lockergesteine**

Grundwassergeringleiter		Grundwasserleiter	
sehr gering durchlässig	gering durchlässig	mäßig durchlässig	mittel bis gut durchlässig
$1 \cdot 10^{-7}$ m/s	$1 \cdot 10^{-5}$ m/s	$1 \cdot 10^{-4}$ m/s	
Auenlehm (L,ta)	Abschwemmassen (S,u) Flugsand, schluffig (Sl,a)	Auensand (Sl,ta; S,ta) Auenterrasse (qhA)	
	Talsand, schluffig (N,Sl)	Flugsand, ungegliedert (S,a) Untere Niederterrasse (Nu) Uferwall (w,S,sw)	
		Talsand (N,S)	Talkies (N,G)
Schluff-Folge (N,U)		Sand-Schluff-Wechselfolge (N,S/U)	
Grundmoräne (D,Mg)		Vorschüttand und Beckenschluff (D,S,gf(1))	Knochenkies (N,Kn)
Oberer Schneckensand (D,,p)			Unterer Schneckensand (qho) Ältere Mittelterrasse 1 (Mä1)

Die Oberfläche des Emscher-Mergels bildet im allgemeinen die Sohlfläche des oberen Grundwasserstockwerks. Nur dort, wo die sandig-tonigen Schluffe des Oberen Schneckensandes direkt dem Emscher-Mergel aufliegen, wie beispielsweise im Raum südwestlich Mastholte, ist das obere Grundwasserstockwerk durch diese gering durchlässige Schicht nach unten begrenzt. Die Sohlfläche ist durch verschiedene Rinnensysteme gegliedert



0 4 km

- |  |                                       |  |
|--|---------------------------------------|--|
| ■ Förderbrunnen                            |                                       | Porengrundwasserleiter der Niederterrassenebene der oberen Ems und der oberen Lippe  |
| 12 ○ Grundwassermeßstelle                  | } z. T. mit laufender Nr. aus Tab. 10 | □ Porengrundwasserleiter des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns  |
| 7 ○ Grundwasserentnahmestelle              |                                       | ▨ „Urems“-Rinne, eem- bis frühweichselzeitliche Hauptrinne   |
| ⌒ Quelle                                   |                                       | ■ Kluftgrundwasserleiter mit geringer Trennfugendurchlässigkeit in Oberflächennähe   |
| — Brunnenreihe, in Betrieb                 |                                       | — Grundwassergleichen in Metern, bezogen auf NN (nach Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1:50 000, Stand April 1988 Blatt L 4316 Lippstadt (1995)) |
| - - - Brunnenreihe, geplant                |                                       |  |
| ■ Niederschlagsmeßstelle                   |                                       |  |
| ..... oberirdische Wasserscheide Ems/Lippe |                                       |  |

Abb. 15 Hydrogeologische Übersicht

(Abb. 15). Die Mächtigkeit des Porengrundwasserleiters kann in solchen Rinnen zwischen 15 und 30 m betragen. Im Durchschnitt ist der Porengrundwasserleiter 10 – 15 m mächtig. Mächtigkeiten bis 35 m erreichen die quartären Ablagerungen im Bereich des Delbrücker Rückens und Langenberger Sporns; sie sind dort jedoch nur zum Teil grundwassererfüllt.

Nach der morphologischen Gliederung und dem geologischen Bau kann das obere Grundwasserstockwerk in drei hydrogeologische Räume unterteilt werden (s. Abb. 15).

Den Hauptteil des Blattgebiets nehmen die Niederterrassen der oberen Lippe und der oberen Ems ein. Der quartäre Grundwasserleiter besteht hier vorwiegend aus den sandigen und kiesigen Partien der Oberen Niederterrasse. Im Bereich von Rinnen ist an der Basis des Niederterrassenkörpers als basale Schicht der sandig-kiesig ausgebildete Knochenkies verbreitet, der im allgemeinen zwischen 1 und 12 m mächtig ist. Der Knochenkies ist ein Grundwasserleiter mit einer guten Durchlässigkeit. Der  $k_f$ -Wert liegt nach Auswertung vorhandener Siebanalysen und Pumpversuche zwischen 1 und  $5 \cdot 10^{-4}$  m/s. UNLAND (1979) gibt für den Bereich Lipperbruch eine mittlere Durchlässigkeit von  $4,5 \cdot 10^{-4}$  m/s an. Der Knochenkies ist bei ausreichender Mächtigkeit die für die Wassergewinnung ergiebigste und wichtigste Schicht im Blattgebiet.

Der höhere Teil des oberen Grundwasserstockwerks besteht aus dem nur lokal ausgebildeten Talkies, der ähnliche hydraulische Eigenschaften wie der Knochenkies aufweist, und den geringer durchlässigen Ablagerungen des Talsandes, die sich im nordwestlichen Teil des Blattgebiets mit den sandig-schluffigen Ablagerungen der Sand-Schluff-Wechselfolge verzahnen. Der Talsand besteht im allgemeinen aus Fein- bis Mittelsanden, stellenweise sind in höheren Profilabschnitten Schlufflagen eingelagert. Der sandige Talsand ist ein Grundwasserleiter mit einem Durchlässigkeitsbeiwert von  $4 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-4}$  m/s. Im Raum Lipperbruch liegt der  $k_f$ -Wert im Mittel bei  $2,3 \cdot 10^{-4}$  m/s (UNLAND 1979). Der Talsand in schluffiger Ausbildung ist ein Geringleiter. Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist im tieferen Teil im allgemeinen sandig ausgebildet und weist eine ähnliche Durchlässigkeit wie der sandige Talsand auf. Zum Hangenden hin nimmt die Durchlässigkeit mit zunehmendem Schluffgehalt ab.

Örtlich, wie beispielsweise im Raum Lipperbruch, ist das obere Grundwasserstockwerk durch die Einlagerung der sehr gering durchlässigen Sedimente der Schluff-Folge zweigeteilt. Eine vollständige hydraulische Trennung ist jedoch nicht gegeben. Durch lokales Auskeilen der trennenden Schicht entstehen hydraulische Fenster, die eine Verbindung zwischen dem oberen und dem unteren quartären Grundwasserleiter herstellen. Zusätzlich findet eine als Leakage bezeichnete Durchsickerung von Grundwasser aus dem oberen Lockergesteinsgrundwasserleiter durch die trennende Schicht in den unteren statt (UNLAND 1979). Die Höhe dieser Durchsickerung ist von der Durchlässigkeit und somit Korngrößenzusammensetzung der Schluff-Folge abhängig. Die Schluff-Folge besteht aus feinsandigen Schluffen, die eng mit Fein- bis Grobsanden wechsellagern. Die Durchlässigkeit ist im allgemeinen sehr gering. Für den Raum Lipperbruch gibt UNLAND (1979) einen  $k_f$ -Wert von ca.  $4 \cdot 10^{-8}$  m/s an.

Im Nordwestteil des Blattgebiets streichen die Schluff-Folge und die Sand-Schluff-Wechselfolge weitflächig, zum Teil unter geringmächtiger holozäner Bedeckung, an der Geländeoberfläche aus und liegen als sehr gering bis gering durchlässige Deckschicht über den grundwasserleitenden Schichten.

Die oberflächennahen jüngeren Ablagerungen in der Niederterrassenebene sind oft grundwasserfrei. Sie bilden eine geringmächtige Deckschicht von mäßiger bis sehr geringer Durchlässigkeit (s. Tab. 9).

Der Delbrücker Rücken und der Langenberger Sporn heben sich morphologisch von der umgebenden Niederterrassenebene ab. Im Bereich des Delbrücker Rückens sind die bis zu 10 m mächtigen, an der Basis liegenden sandig-kiesigen Ablagerungen des Unteren Schneckensandes grundwasserführend. Nach den vorliegenden Daten liegt die Durchlässigkeit dieser Schicht bei ca.  $3 \cdot 10^{-4}$  m/s. Der Untere Schneckensand erstreckt sich im Vorland des Delbrücker Rückens als basales, gut durchlässiges Gesteinspaket bis unter die Niederterrassenablagerungen. Der Untere Schneckensand wird dort, wie im Bereich des Delbrücker Rückens, von sandig-tonigen Schluffen des Oberen Schneckensandes überlagert, die gering bis sehr gering durchlässig sind. Der obere Teil der Schichtenfolge des Delbrücker Rückens (Vorschütt sand und Beckenschluff) besteht aus Fein- bis Mittelsanden mit eingelagerten Schlufflagen, wobei der Schluffgehalt zum Hangenden hin abnimmt. Die Schichten sind je nach Schluffgehalt als Grundwasserleiter bis Grundwassergeringleiter einzustufen. Wegen seiner herausgehobenen morphologischen Position ist der Delbrücker Rücken weitgehend frei von nutzbarem Grundwasser. Die Grundmoräne liegt als sehr gering durchlässige Deckschicht meist nahe der Geländeoberfläche.

Im Langenberger Sporn liegen ähnliche hydrogeologische Verhältnisse vor wie im Bereich des Delbrücker Rückens. Die basalen sandig-kiesigen Schichten des Unteren Schneckensandes sind hier jedoch sehr geringmächtig. Der Vorschütt sand ist stärker sandig ausgebildet und wird nur örtlich von geringmächtiger Grundmoräne überdeckt.

Die in Abbildung 15 dargestellten Grundwassergleichen des oberen Grundwasserstockwerks zeigen den Grundwasserstand von April 1988. Aus dem Verlauf der Gleichen läßt sich eine allgemeine Fließrichtung des Grundwassers nach Westen ableiten, wobei die Bachläufe zum größten Teil hydraulisch an das Grundwasser angebunden sind. Hauptvorfluter sind die Ems im Norden und die Lippe im Süden.

Der Grundwasserflurabstand in der Niederterrassenebene beträgt im allgemeinen wenige Dezimeter bis 3 m. Vor allem in der Moese-Mastholter Niederung ist der Grundwasserflurabstand bei höherem Grundwasserstand sehr gering. Zahlreiche künstlich angelegte Gräben, wie der Schwarze Graben oder der Hauptkanal dienen der Entwässerung dieses Gebiets. Der Boker Kanal ist der Rest eines früheren Be- und Entwässerungssystems (KOCH & MICHEL 1979). Vom Boker Kanal ausgehend findet örtlich eine Infiltration von Oberflächenwasser in das Grundwasser statt (s. Kap. 7.4).

Im Delbrücker Rücken und im Langenberger Sporn ist der Grundwasserflurabstand wesentlich größer als in der Niederterrassenebene. In Kuppenlagen können bei niedrigem Grundwasserstand Flurabstände zwischen 10 und 20 m auftreten, Blatt L 4314/4316 Beckum/Lippstadt (1976) der Karte der Grundwasserstände unter Flur (1 : 50 000).

## 7.2 Grundwasserneubildung

Unter Grundwasserneubildung wird der Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser verstanden (DIN 4049). Die Höhe der Grundwasserneubildung ist von verschiedenen Faktoren, wie dem Klima, der Vegetation und der Ausbildung des Bodens, abhängig. Von den klimatischen Einflußgrößen sind die Höhe des Jahresniederschlags und der Verdunstung maßgebend. Überschlägig ergibt sich aus der Differenz zwischen den beiden letztgenannten Werten die Höhe des Gesamtabflusses. Dieser teilt sich in den oberirdischen und den unterirdischen Abfluß. Der oberirdische Abfluß umfaßt die Niederschlagsmenge, die an der Oberfläche oder oberflächennah dem Vorfluter zufließt. Die



Niederschlagsmenge, die in den Boden infiltriert und dem Grundwasser zusickert, wird als unterirdischer Abfluß bezeichnet, der der Grundwasserneubildung entspricht.

Die Größe der Grundwasserneubildung wird als Grundwasserneubildungshöhe (mm/a) oder als Grundwasserneubildungsrate ( $\text{l/s} \cdot \text{km}^2$ ) angegeben.

Aus den meteorologischen Meßreihen kann überschlägig die Höhe des Gesamtabflusses eines Gebiets ermittelt werden. Im Blattgebiet und der näheren Umgebung liegen mehrere Niederschlagsmeßstellen, deren Meßergebnisse für verschiedene Beobachtungszeiträume in Tabelle 1 wiedergegeben sind. Großräumig zeigt sich nach dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989) eine Abnahme der Niederschlagshöhe von Norden (750 bis 800 mm/a) nach Süden (700 – 750 mm/a). Geht man für das Blattgebiet von einem mittleren Jahresniederschlag von 750 mm aus, ergibt sich bei einer mittleren Verdunstungshöhe von rund 450 mm/a für das Blattgebiet (vgl. Tab. 1, S. 17) ein Gesamtabfluß von ca. 300 mm/a, der zum großen Teil als Neubildung dem Grundwasser zufließt.

Für eine genauere Berechnung der Grundwasserneubildungshöhe müssen die Faktoren berücksichtigt werden, die die Verdunstung und den oberirdischen Abfluß beeinflussen. Die beiden Werte sind in Abhängigkeit von der Vegetation, dem Oberflächenrelief, der Infiltrationskapazität des Bodens, dem Flurabstand des Grundwassers und der Entfernung zum Vorfluter starken Schwankungen unterworfen (JOSOPAIT & LILLICH 1975). Unter Einbeziehung dieser Daten hat STRUCKMEIER (1990) mit Hilfe der Verfahren von JOSOPAIT & LILLICH (1975) sowie DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) für das obere Emsgebiet, dem der nördlichste Teil des Blattgebiets Mastholte zuzuordnen ist, eine mittlere Grundwasserneubildungshöhe von 253 mm/a ( $8,0 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ) ermittelt. Für das Einzugsgebiet der oberen Lippe, zu dem der südliche, größte Teil des Blattgebiets gehört, gibt STRUCKMEIER (1990) eine mittlere Grundwasserneubildungshöhe von 240 mm/a ( $7,6 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ) an.

Eine flächendifferenzierte Darstellung von STRUCKMEIER (1990: Kt. 2) zeigt für das Blattgebiet Mastholte Grundwasserneubildungshöhen zwischen 100 und 400 mm/a. Die niedrigsten Werte liegen im Bereich der Lippeaue, in der in weiten Bereichen sehr gering durchlässiger Auenlehm ansteht, und im Nordwestteil des Blattgebiets, in dem weitflächig ebenfalls sehr gering durchlässige Schichten wie die Schluff-Folge und wiederum Auenlehm verbreitet sind. Die Böden weisen in diesen Gebieten eine geringe Infiltrationskapazität auf, so daß ein großer Teil der Niederschläge oberirdisch abfließt oder verdunstet. Ähnliche Verhältnisse liegen im Bereich des Langenberger Sporns und des Delbrücker Rückens vor, wo örtlich die sehr gering durchlässige Grundmoräne an der Geländeoberfläche ansteht. Die Grundwasserneubildungshöhe liegt hier zwischen 100 und 250 mm/a. Im gesamten Verbreitungsgebiet der sandig ausgebildeten Niederterrassenablagerungen mit gut durchlässigen Böden kann der größte Teil der Niederschläge dem Grundwasser zusickern, so daß hier eine relativ hohe Grundwasserneubildungshöhe von 300 – 400 mm/a gegeben ist.

Für den Bereich Lipperbruch liegen Untersuchungen über die Grundwasserneubildung von UNLAND (1979) vor, die vor allem den Einfluß des Grundwasserflurabstandes auf die Höhe der Grundwasserneubildung verdeutlichen. Mit zunehmendem Flurabstand steigt demnach die Grundwasserneubildung von weniger als 10 % des Jahresniederschlages auf ca. 30 bis maximal 50 % an. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt CHRISTODOULIDES (1977) für das Untersuchungsgebiet Boker Heide (Abb. 15). Er gibt für das Gebiet eine mittlere Grundwasserneubildungshöhe von 240 mm/a an.

Deutlich höhere Grundwasserneubildungshöhen von 370 – 490 mm/a für den Niederterrassenkörper ergaben die Messungen des auf dem östlichen Nachbarblattgebiet Delbrück

liegenden Grundwasserlysimeters Boker Heide (SCHROEDER & ANEMÜLLER & RAKOSI 1978), der jedoch wegen technischer Schwierigkeiten seit 1987 nicht mehr in Betrieb ist. Aufgrund der zu kurzen Zeitreihe können die Meßwerte nicht als repräsentativ für den Raum angesehen werden.

Die Grundwasserneubildung wird durch verschiedene künstliche Eingriffe in den Wasserhaushalt verändert, wie durch die zahlreichen, zu Meliorationszwecken angelegten Entwässerungsgräben, durch die Oberflächenversiegelung in den Ortsbereichen oder durch die zunehmende Freilegung der Grundwasseroberfläche durch den Sand- und Kiesabbau, die zu einer Erhöhung der Verdunstungsrate und einer Verringerung der Grundwasserneubildung führen.

### 7.3 Grundwasserbeschaffenheit

Grundwasser enthält stets einen Anteil an gelösten Stoffen, deren Art und Menge seinen hydrochemischen Charakter bestimmen. Die natürliche Zusammensetzung des Grundwassers ist ein Produkt aus vielfältigen bio- und geochemischen Wechselwirkungen zwischen dem im Untergrund versickernden Niederschlagswasser beziehungsweise Grundwasser einerseits und dem Boden beziehungsweise dem grundwasserleitenden Gestein andererseits. Neben der Zusammensetzung und Ausbildung des durchsickerten Bodens und des durchströmten Gesteins sind die Länge des Fließwegs und die Verweildauer im Untergrund maßgeblich für die Ausbildung eines aquiferspezifischen Grundwasserchemismus. Dieser geogen bedingte Chemismus wird vor allem im oberflächennahen Bereich durch anthropogene Einflüsse wie Bodennutzung, Düngung und Abwasserversickerung überprägt.

Ausgewählte Grundwasseranalysen aus dem Blattgebiet sind in Tabelle 10 zusammengestellt. Sie repräsentieren weitgehend typische Grundwässer aus den lithologisch und stratigraphisch unterschiedlichen Leitergesteinen. Offensichtlich anthropogen verunreinigte Proben wurden nicht aufgenommen, eine gewisse anthropogene Veränderung des Grundwassers ist jedoch insbesondere in den quartären Grundwasserleitern nicht auszuschließen.

Die Tabelle 10 beinhaltet mit den Kationen Natrium ( $\text{Na}^+$ ), Magnesium ( $\text{Mg}^{2+}$ ) und Calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ) sowie den Anionen Chlorid ( $\text{Cl}^-$ ), Hydrogencarbonat ( $\text{HCO}_3^-$ ) und Sulfat ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) die Hauptinhaltsstoffe des Grundwassers. Kalium ( $\text{K}^+$ ), Eisen ( $\text{Fe}^{2+}$ ), Mangan ( $\text{Mn}^{2+}$ ) und Nitrat ( $\text{NO}_3^-$ ) kommen geogen bedingt nur als Nebenbestandteile vor. Eine erhöhte Konzentration dieser Stoffe deutet auf ungewöhnliche Aquiferbedingungen oder anthropogene Verunreinigungen hin.

Die Gesamthärte ist ein Maß für den Gehalt an schwer wasserlöslichen Verbindungen, die beim Erwärmen des Wassers meist als Carbonate ausfallen. Sie wird aus den Konzentrationen der Erdalkalioxide  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$  berechnet. Die Gesamthärte wird nach dem Waschmittelgesetz (Gesetz über die Umweltverträglichkeit von Wasch- und Reinigungsmitteln vom 20. August 1975, geändert am 19. Dezember 1986) in die folgenden vier Bereiche unterteilt:

	Gesamthärte	
Härtebereich 1	bis 7,3 °d	weich
Härtebereich 2	7,3 – 14 °d	mittel
Härtebereich 3	14 – 21,2 °d	hart
Härtebereich 4	über 21,2 °d	sehr hart

Die Carbonathärte wird aus dem Gehalt an Hydrogencarbonat abgeleitet. Die Differenz zwischen Gesamthärte und Carbonathärte ist im allgemeinen positiv. Sie wird als Nicht-carbonathärte bezeichnet.

Die Analysen 1 – 5 der Tabelle 10 repräsentieren Grundwässer aus der oberflächennahen Auflockerungszone der Mergel- und Tonmergelsteine der Oberkreide, aus der viele Brunnen von Einzelwasserversorgungen ihr Wasser beziehen. Analyse 1 zeigt ein typisches Grundwasser aus den Festgesteinen der Oberkreide, dessen Chemismus durch den Carbonatgehalt der Leitergesteine geprägt wird. Der pH-Wert liegt deutlich im alkalischen Bereich, bei einer mäßigen Gesamtmineralisation sind Calcium und Hydrogencarbonat die vorherrschenden Lösungsgenossen. Die Probe wurde aus einer flachen, in der Kreide verfilterten Grundwassermeßstelle entnommen.

Aus etwas größeren Tiefen stammen die Wasserproben der Analysen 2 – 5. Hohe Natrium- und vergleichsweise geringe Calciumgehalte sowie eine Carbonathärte, die größer ist als die Gesamthärte, weisen diese Grundwässer als Austauschwässer vom Natrium-Hydrogencarbonat-Typ mit wechselnden Chloridgehalten aus. Solche Grundwässer entstehen durch Ionenaustauschvorgänge, bei denen die in oberflächennahen Grundwässern dominierenden Calciumionen im Poren- und Kluftraum toniger Mergel gegen Natriumionen des tieferen Grundwassers ausgetauscht werden. Austauschwässer sind typisch für die Übergangszone des oberflächennahen, zum Tiefen versalzten Grundwassers (MICHEL 1968). Die erhöhte Gesamtmineralisation und eine erhöhte Chloridkonzentration in der Analyse 5 deuten auf direkte Salzwassereinflüsse hin. Es handelt sich hier um ein Natrium-Chlorid-Hydrogencarbonat-Wasser, das vermutlich durch die Mischung eines Austauschwassers mit einem Natrium-Chlorid-Tiefenwasser entstanden ist (MICHEL 1968).

Der Übergang von Austauschwasser zur Sole in größeren Tiefen ist von vielen Brunnenbohrungen im Blattgebiet bekannt. In den Mergel- und Tonmergelsteinen der Oberkreide kann somit eine vertikale Zonierung von oberflächennahem Calcium-Hydrogencarbonat-Wasser über Natrium-Hydrogencarbonat-Austauschwasser zu Natrium-Chlorid-Tiefengrundwasser beobachtet werden, wobei das erste Auftreten von Natrium-Chlorid-Wasser in unterschiedlichen Tiefen, örtlich schon bei 15 m unter Gelände, zu verzeichnen ist.

Der Einfluß von aufsteigendem Tiefengrundwasser ist im Raum Bad Waldliesborn lokal auch im quartären Porengrundwasserleiter zu beobachten. Analyse 6 zeigt ein höher mineralisiertes Grundwasser vom Natrium-Calcium-Chlorid-Typ, das einer 10 m tiefen Bohrung im Quartär entnommen wurde.

Einen Überblick über den Grundwasserchemismus des oberen quartären Grundwasserstockwerks liefern die Analysen 7 – 19. Die Analysen 7 – 13 geben Werte aus dem Frühjahr 1994 wieder. Die Analysen 14 – 17 wurden vom Landesumweltamt, Essen, aus dem Datenbestand der Grundwassergüteüberwachung zur Verfügung gestellt. Bei den angegebenen Werten handelt es sich um Mittelwerte aus verschiedenen langen Meßreihen. Da der Grundwasserchemismus zeitlichen Veränderungen unterliegt, geben diese Daten einen Überblick über die durchschnittlichen hydrochemischen Verhältnisse.

Das Grundwasser des oberen quartären Grundwasserstockwerks ist wie das Grundwasser in den Kreide-Gesteinen durch den Carbonatgehalt des Bodens und der grundwasserleitenden Gesteine geprägt. Es hat eine Gesamtmineralisation, die etwa zwischen 430 und 910 mg/l beträgt. Das Wasser ist hart, es liegt überwiegend in den Härtebereichen 3 und 4. Auffällig sind die hohen Eisen- und Mangangehalte und die, trotz intensiver land-

**Tabelle 10**  
**Grundwasseranalysen**

Nr. *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Entnahmestelle	Wiebeler	Sutern	Moese	Wiebeler	Mettinghausen	Bad Waldliesborn	Mühlenheide	Hammoor	Rebbeke	Sudhägerbruch
entnommen aus	GW-Meßstelle	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Bohrung	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle
Lage R H	61 540 35 540	63 490 34 820	57 850 37 320	60 550 34 520	61 360 30 480	54 145 31 080	61 980 32 630	57 100 37 210	62 700 30 420	64 370 32 320
Tiefe (m)	7,4	ca. 30	ca. 27	ca. 22	ca. 23	10	9,7	11,5	11,2	11
Geologie **	krsa	krsa	krsa	krsa	krsa	q	N,S	N,S	N,S; N,Kn	N,Kn
Entnahmedatum	3.5.94	25.5.94	26.5.94	26.5.94	26.5.94	18.8.82	4.5.94	3.5.94	4.5.94	4.5.94
Temperatur (°C)	12,9	14,4	14,5	13,6	14,5		11,1	11,2	12	11,5
Leitfähigkeit (µS/cm)	600	873	955	1 187	2 260		600	900	800	800
pH	7,6	7,9	7,4	7,6	7,5		7,6	7,4	7,4	7,1
Gesamthärte (°d)	15,9	5,1	10,9	10,4	10	38,5	16,7	27,7	24	21,1
Härtebereich nach Waschmittelgesetz	3	1	2	2	2	4	3	4	4	4
Carbonathärte (°d)	15,5	22,2	22,7	25,5	20,2	17,6	12,3	19,9	15,5	14,6
Na <sup>+</sup> (mg/l)	9,2	183	163	246	479	286	28,5	20,7	16,7	24,5
K <sup>+</sup> (mg/l)	13,5	1,2	2,4	1,2	1,7		5,6	0,9	1,9	1,4
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	6,3	5,3	8,8	9,2	6,0	36,0	5,2	4,8	4,1	1,7
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	103	27,4	63,4	58,9	61,5	216	111	190	165	148
Mn <sup>2+</sup> (mg/l)	0,42	0,02	0,02	0,03	0,12		0,09	0,73	0,51	0,41
Fe <sup>2+</sup> (mg/l)	1,9	0,05		0,48	0,15		1,4	< 0,002	9,9	11,7
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	8,3	51,7	91	124	573	656,0	51,2	51,5	47,6	54
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	336	482	494	555	439	384	268	433	336	317
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	44,4	9,1	13,5	78,3	43,4	61,6	67,4	98,8	116	95,3
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	1	< 2	< 2	< 2	< 2
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	523	760	836	1 073	1 604		538	800	698	654

\* ausführendes Inst.: Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld (1 – 13); Hygiene-Institut des Ruhrgebietes, Gelsenkirchen (18 – 19); Landesumweltamt, Essen (14 – 17)

wirtschaftlicher Nutzung des Gebiets, niedrigen Nitratgehalte. Beides kann auf reduzierende Bedingungen im Grundwasserleiter zurückgeführt werden (HÖLTING 1992), unter denen Eisen und Mangan gelöst und Nitrat abgebaut wird. Reduzierte Grundwässer sind in der Regel durch einen mikrobiellen Abbau der organischen Substanz des Grundwasserleiters bedingt (LEUCHS 1988).

Die Proben der Analysen 12 und 13 stammen aus Meßstellen, die ganz oder teilweise im Unteren Schneckensand verfiltert sind. Der Chemismus unterscheidet sich von den übrigen, aus Niederterrassenablagerungen entnommenen Proben durch eine höhere

**Tabelle 10**  
(Fortsetzung)

11	12	13	14	15	16	17	18	19
Vennbruch	Mastholte	Westenholz	Moese	Mastholte	Niederdedinghausen	Rebbeke	WW Lipperbruch Brunnen Ringstr.	WW Lipperbruch Brunnen Fichten
GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	GW-Meßstelle	Brunnen	Brunnen
57 930 32 570	59 740 36 360	63 190 38 510	58 330 37 750	55 620 35 180	59 670 30 440	62 820 31 120	56 950 31 200	56 350 29 620
10,2 N,S; N,Kn	7,9 N,S; qho	15,8 qho	9,3 N,S	10,3 N,S	13 N,S; N,Kn	10,3 N,S; N,Kn	N,Kn	N,Kn
4.5.94	4.5.94	3.5.94	12.8.86 – 25.11.92	12.8.86 – 25.11.92	29.8.84 – 29.6.92	3.4.90 – 10.3.92	15.4.94	15.4.94
10,5 800 7,4	12 1 000 7,3	11,8 900 7,4	10,9 660 6,8	11 683 7,1	11,6 736 7,3	11,2 561 7,3	9 735 7,3	9,5 753 7,3
22,8 4 15,5	31,2 4 23,3	28,4 4 24,4	22,6 4 16,3	21,8 4 14,7	19,8 3 11,8	13,9 2 8,2	16 3 12,7	16,2 3 12
22,5 2,1 6,1 153 0,39 9,91 50,1 336 112 < 2	11,4 19,7 4,7 215 0,72 < 0,002 46,5 506 110 < 2	17,3 2,8 4,1 196 0,94 < 0,002 22,3 531 66,3 < 2	17 2,5 7,8 149 0,27 3,5 39 92 1,6	27,6 1,1 6,4 146 0,2 6,6 49 320 118 1,3	19 2,2 3,6 136 0,47 6,3 47 257 108 1,5	10 9,2 4,5 92,3 0,31 7,0 33 178 91 0,9	30 2,5 5,1 106 0,8 4,3 47 276 61 4	30 2,5 5,5 107 0,51 2,5 51 261 81 4
692	914	841	668	676	581	426	537	545

\*\* Erl. der Symbole s. geologische Karte ohne Angaben: nicht untersucht

Gesamtmineralisation, eine höhere Gesamt- und eine höhere Carbonathärte sowie sehr geringe Eisengehalte. Die erhöhten Kaliumgehalte in der Analyse 12 lassen sich auf anthropogene Beeinflussung, insbesondere auf Düngung, zurückführen.

Die Analysen 18 und 19 geben den Chemismus des im Wasserverwerk Lipperbruch/Fichten geförderten Rohwassers wieder. Bei den untersuchten Wasserproben handelt es sich um Mischwässer aus der Brunnenanlage Ringstraße am Lipperbruch (Analyse 18) und der Brunnenanlage Fichten (Analyse 19). Das Wasser ist mäßig mineralisiert mit Calcium und Hydrogencarbonat als Hauptinhaltsstoffen. Der stark erhöhte Eisen- und Mangan-gehalt, der weit über dem Grenzwert der Trinkwasserverordnung (Verordnung über Trinkwasser und Wasser für Lebensmittelbetriebe vom 22. Mai 1986, Neufassung vom 5. Dezember 1990)

von 0,2 mg/l beziehungsweise 0,05 mg/l liegt, macht eine Aufbereitung des Rohwassers für die Trinkwasserverwendung notwendig. Der Nitratgehalt und die Konzentration der anderen gelösten Stoffe liegen unterhalb der in der Trinkwasserverordnung festgelegten Grenzwerte.

## 7.4 Grundwassergewinnung und Wasserversorgung

Das Grundwasser wird im Blattgebiet durch zahlreiche Brunnen zur Trink- und Brauchwasserversorgung gewonnen.

Die Trinkwassergewinnung erfolgt im wesentlichen durch das Wasserwerk Lipperbruch/Fichten, das von den Stadtwerken Lippstadt betrieben wird. Das Grundwasser wird aus dem hier im Durchschnitt 5 – 7 m mächtigen, sandig-kiesig ausgebildeten Knochenkies gefördert. Die Fassungsanlagen bestehen derzeit aus drei Brunnenreihen, die parallel zum Boker Kanal angeordnet sind (s. Abb. 15). Die Brunnenreihen bestehen jeweils aus 110 – 150 kleindimensionierten Förderbrunnen, die in einem Abstand von 4 m zueinander stehen. Die 10 – 15 m tiefen Brunnen sind bis zur Kreide-Oberfläche als Kiesschüttungsbrunnen ausgebaut und 3 m im Knochenkies verfiltert. In Bau sind zwei weitere Brunnenreihen, die südlich des Boker Kanals im Bereich Lipperbruch erstellt werden.

Im Einzugsbereich des Wasserwerkes ist das obere Grundwasserstockwerk durch die Einlagerung der Schluff-Folge in einen unteren quartären Grundwasserleiter, aus dem gefördert wird, und einen oberen quartären Grundwasserleiter unterteilt. In Abhängigkeit von der Verbreitung, der Mächtigkeit und der Kornzusammensetzung der Trennschicht bestehen mehr oder weniger gute hydraulische Verbindungen zwischen den beiden quartären Grundwasserleitern (vgl. Kap. 7.1).

Über den oberen Grundwasserleiter findet eine Grundwasseranreicherung durch den Boker Kanal und andere Oberflächengewässer statt (UNLAND 1979). Die Größenordnung des Infiltratanteils am geförderten Grundwasser wird unterschiedlich bewertet. Nach UNLAND (1979) liegt der Infiltratanteil an der Gesamtförderung zwischen 49 und 79 %. Bestimmend für die Größe des Zustromanteils von Boker Kanal-Infiltrat zu den Wasserfassungen des Wasserwerkes ist neben der Ausbildung und Verbreitung der Schluff-Folge die Durchlässigkeit der Sohle des Boker Kanals.

Die Fördermengen des Wasserwerkes Lipperbruch/Fichten lagen zwischen 1988 und 1993 bei 2,7 – 3,4 Mio. m<sup>3</sup>/a. Das Versorgungsgebiet umfaßt im Blattbereich das gesamte Stadtgebiet von Lippstadt, mit Ausnahme des Ortsteils Mettinghausen, der zur Zeit noch durch Hausbrunnen versorgt wird.

Im Bereich der Urems-Rinne, die größtenteils auf dem nördlichen Anschlußblatt 4116 Rietberg verläuft, betreibt die Interessengemeinschaft für die zentrale Wasserversorgung in Rietberg, Ortsteil Bokel, das Wasserwerk Rietberg-Bokel, dessen Einzugsgebiet sich auch auf das Blattgebiet Mastholte erstreckt. Die Wassergewinnungsanlage besteht aus vier 29 m tiefen Brunnen, von denen ein Brunnen noch im Blattgebiet Mastholte steht. Es liegt ein Wasserrecht für die Entnahme von 80 000 m<sup>3</sup>/a vor. Das Wasserwerk beliefert den größten Teil der Ortschaft Bokel (TK 25: 4116 Rietberg) mit Trink- und Brauchwasser.

Die anderen auf dem Blattgebiet Mastholte liegenden Ortschaften werden durch Wassergewinnungsanlagen versorgt, die außerhalb des Blattgebiets liegen. Westenholz und die anderen Ortsteile der Stadt Delbrück beziehen vom Wasserwerk Delbrück, Mantinghausen vom Wasserwerk Salzkotten Trinkwasser. Mastholte ist an die Fernwasserleitung der Aabachtalsperre angeschlossen.

Außerhalb der geschlossenen Ortschaften bestehen viele Einzelwasserversorgungen. Diese häusliche Wasserversorgung stützt sich überwiegend auf das Grundwasser der oberflächennahen Auflockerungszone des Emscher-Mergels. Für eine solche dezentrale Wasserversorgung sind die dort vorhandenen Grundwasservorkommen im allgemeinen ausreichend. Probleme ergeben sich jedoch örtlich durch erhöhte Salzgehalte des Grundwassers (s. Kap. 7.3).

## 7.5 Bad Waldliesborn und seine Sole (G. MICHEL)

Im äußersten Südwesten des Blattgebiets liegt inmitten der Parklandschaft des südöstlichen Münsterlandes die „Umweltnische“ Bad Waldliesborn.

Als ortsgebundenes natürliches Heilmittel wird Thermalsole balneologisch genutzt. Diese wurde im Jahre 1901 durch Zufall entdeckt: Sole statt Kohle. Die 907 m tiefe Steinkohlenmutungsbohrung „Kreuzkamp“ hatte das erhoffte produktive Oberkarbon nicht angetroffen, sondern überraschend unter dem Kreide-Deckgebirge in 646 m Tiefe den mitteldevonischen Massenkalk. Aus diesem floß bereits ab 656 m Tiefe eine 7 – 8%ige Sole mit hohem Kohlensäuregehalt artesisch aus. Temperatur und Schüttung der Sole nahmen bis zur Endteufe zu. Schließlich betrugen die Temperatur 38 °C und der Druck 1,2 bar. Über die damalige Ergiebigkeit liegen keine Angaben vor. Später ließen Druck und Temperatur nach, technische Defekte stellten sich ein. Das Bohrloch wurde mehrfach saniert, zuletzt 1991.

1959 kam die 898 m tiefe Thermalsole-Bohrung Waldliesborn hinzu. Bei einer Absenkung des Solespiegels auf 160 m unter Gelände wurden mit einer Unterwasserpumpe nur 4 m³/h gefördert. Bohrlochtorpedierungen in 870 m Tiefe mit 10 kg und in 780 m Tiefe mit 15 kg Seismo-Gelit erbrachten keine spürbare Verbesserung der Ergiebigkeit (FRICKE & WEVELMEYER 1960). In der Tabelle 11 sind die wichtigsten Daten der beiden Bohrungen gegenübergestellt.

Die hydrogeologischen Verhältnisse stellen sich wie folgt dar: Im Gegensatz zu anderen Randbereichen des Münsterländer Kreide-Beckens erwiesen sich die Kalksteine der oberkretazischen Schichtenfolge als nicht solehöfzig. Dies dürfte auf mangeln-

Tabelle 11  
Die Solebohrungen in Bad Waldliesborn

	Solebohrung 1 (Brg. Kreuzkamp)	Solebohrung 2 (Brg. Waldliesborn)
Lage R H	54 202 31 270	54 298 31 067
Tiefe (m)	907	898
Grenze Kreide/Massenkalk (m u. Gel.)	646	632
Solezuflüsse (m u. Gel.)	610 656 900	620 705 752
Temperatur (°C)	34,8	34,2
Konzentration (%)	12,5	10,3
CO <sub>2</sub> -Gehalt (mg/l)	710	780
Lithium (mg/l)	6,7	13,4
Fluorid (mg/l)	1,1	1,0
Chlorid (mg/l)	73 460	60 080
Jodid (mg/l)	0,46	0,43
Borsäure (HBO <sub>2</sub> ) (mg/l)	13,0	16,0
davon Bor (B <sup>3+</sup> ) (mg/l)	3,25	4,0

de Verkarstung zurückzuführen sein. Lediglich örtlich haben sich Hinweise auf aufsteigendes chloridisches Grundwasser ergeben (Tab. 10, Anal. 5 u. 6). So wurde 1982 im Kurpark (R 54 160, H 31 080), in 20 m Tiefe, im Auflockerungsbereich des Oberen Mittelsantons ein nitratfreies Calcium-Natrium-Chlorid-Wasser (gelöste Stoffe 3 276 mg/l) erbohrt.

Die Thermalsole von Bad Waldliesborn zirkuliert auf Zerrüttungszonen in schwach verkarsteten Bereichen des Massenkalks. Wie die Befahrung der Solebohrung 2 mit einer Fernsehsonde ergab, sind die spärlichen Solezuflüsse lediglich an die obersten Zehnermeter des Massenkalks gebunden. Es handelt sich um den Bereich, welcher vor der Kreide-Transgression an der Landoberfläche lag und dessen Verkarstung vor mehr als 130 Millionen Jahren abgeschlossen war. Diese neue Erkenntnis hat zur Folge, daß eine dritte geplante Bohrung lediglich auf etwa 700 – 750 m Tiefe auszulegen ist.

Es stellt sich noch die Frage nach der Herkunft der Sole und ihrem Vorrat. Die erhöhte Temperatur der Sole stimmt mit der normalen geothermischen Tiefenstufe überein. Die bemerkenswerten Mengen an freiem Kohlenstoffdioxid (= Kohlensäure) von 710 beziehungsweise 780 mg/l dürften postvulkanischen Ursprungs sein. Über die Herkunft der hohen Mineralisation gibt es verschiedene Vorstellungen, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann – Geologen, Mineralogen, Geochemiker und Bergleute diskutieren darüber seit mehr als 100 Jahren (MICHEL 1963, 1983 a, 1983 b, 1994). Neuerdings hat sich eine paläohydrogeologische Betrachtung durchgesetzt. Sie stellt einen Kompromiß dar zwischen der Theorie der Subrosion von Zechsteinsalz und der Wanderung der dabei entstehenden Sole auf Störungszonen einerseits und des ausgepreßten Sedimentationswassers (connate water im weitesten Sinne) andererseits. Die wechselvolle Geschichte des Münsterländer Kreide-Beckens spiegelt sich wider im geologischen Bau dieser tektonischen Einheit wie auch im Chemismus des tiefen Grundwassers. Ein Ergebnis dieser Geschichte ist die Sole, wie sie uns jetzt bekannt ist. Während des Quartärs hat das Tiefenwasser keine wesentliche chemische Veränderung mehr erfahren. Es ist von denkbaren Einzugsgebieten abgeschnitten, das heißt, es erfolgt keine Ergänzung der geförderten Sole: Die Solelagerstätte ist endlich.

Beide Solebohrungen von Bad Waldliesborn sind als Heilquellen staatlich anerkannt. Die Ausweisung eines Heilquellenschutzgebiets ist nicht erforderlich, weil der soleführende devonische Kalkstein durch über 600 m mächtige überdeckende (Ober-)Kreide-Schichten vor Oberflächeneinflüssen geschützt ist.

Nach den Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen (1991) liegt eine fluoridhaltige Thermal-Sole vor. Der Gehalt an gelöstem zweiwertigem Eisen schwankt, er liegt in den meisten Analysen knapp unter der wertbestimmenden Grenze von 20 mg/l. Auch der Gehalt an freiem gelöstem Kohlenstoffdioxid ( $\text{CO}_2$ ) von 710 mg/l und 780 mg/l (vgl. Tab. 11) erreicht nicht die wertbestimmende Größe von 1 000 mg/l. In älteren Analysen werden Eisengehalte bis 28 mg/l und  $\text{CO}_2$ -Gehalte von über 2 000 mg/l genannt. In beiden Fällen könnten die nicht unbeträchtlichen Abweichungen auf eine geänderte Entnahme- und Analysentechnik zurückzuführen sein. Geologisch ist diese Abweichung nicht zu begründen. Auffallend ist der relativ hohe Gehalt an biophilen Spurenelementen wie Lithium, Brom und Jod. Der erhöhte Fluoridgehalt von 1,1 beziehungsweise 1,0 mg/l kann mit der besseren Löslichkeit von Fluorit ( $\text{CaF}_2$ ) in NaCl-Lösungen erklärt werden. Fluorit dürfte im Massenkalk in Spuren enthalten sein. Als Beispiel der quantitativen chemischen Zusammensetzung wird in der Tabelle 12 die Heilwasseranalyse der Sole aus der Solebohrung 1, Kreuzkamp, mitgeteilt.



**Tabelle 12**  
**Heilwasseranalyse**  
**der Solebohrung 1 in Bad Waldliesborn**

Tiefe der Fassung:	907 m
Entnahmedatum:	5.2.1992
Analyse:	Institut Fresenius, Taunusstein
Förderung:	2,3 m <sup>3</sup> /h
Soletemperatur:	34,8 °C
elektrische Leitfähigkeit (bei 25 °C):	159 440 µS/cm
pH-Wert:	5,98
Dichte (bei 20 °C):	1,0857 g/cm <sup>3</sup>

	Massen- konzentration (mg/l)	Äquivalent- konzentration (mmol/l)	Äquivalent- anteil (%)
<b>Kationen</b>			
Lithium (Li <sup>+</sup> )	6,7	0,9656	0,05
Natrium (Na <sup>+</sup> )	45 040	1 959	92,2
Kalium (K <sup>+</sup> )	775	19,8	0,93
Ammonium (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	61,1	3,387	0,16
Magnesium (Mg <sup>2+</sup> )	318	26,2	1,23
Calcium (Ca <sup>2+</sup> )	2 271	113	5,33
Strontium (Sr <sup>2+</sup> )	106	2,420	0,11
Barium (Ba <sup>2+</sup> )	0,23	0,0033	—
Mangan (Mn <sup>2+</sup> )	0,89	0,0324	—
Eisen (Fe <sup>2+</sup> )	20,6	0,7377	0,03
Kationen-Summe	48 600	2 126	100
<b>Anionen</b>			
Fluorid (F <sup>-</sup> )	1,1	0,0579	—
Chlorid (Cl <sup>-</sup> )	73 460	2 072	97,5
Bromid (Br <sup>-</sup> )	38,0	0,4755	0,02
Jodid (J <sup>-</sup> )	0,46	0,0036	—
Sulfat (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	1 435	29,9	1,41
Hydrogencarbonat (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	1 440	23,6	1,11
Anionen-Summe	76 375	2 126	100
in Spuren nachgewiesen:	As, Pb, Co, Cu, Mo, Zn		
nicht nachweisbar:	Cd, Cr, Hg, Ni, Sb, Se, Ag, V, Sn, NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , HPO <sub>4</sub> , HS, H <sub>2</sub> S		
undissoziierte Stoffe:			
Kieselsäure (H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> )	18,9 mg/l		
Borsäure (H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> )	18,3 mg/l		
Summe gelöster Mineralstoffe:	125 007 mg/l		
freies gelöstes CO <sub>2</sub> :	710 mg/l		
Abdampfdruckstand bei 180 °C:	126 850 mg/l		

Das noch heute überschaubare und gemütliche Heilbad ist relativ jung. Es ist am 10. Juli 1913 als Bad Liesborn eröffnet worden, ab 11. Februar 1914 heißt es Bad Waldliesborn. Erster Geschäftsführer und Badearzt war Dr. ERNST STOLTE. 1919 wurden bereits 17 200 Bäder abgegeben. 1920 erwarben JULIA FRISCHE und ihr Vater JAKOB BELLINGS aus Brüssel das Bad. Die Badegebäude wurden modernisiert, die Kuranlagen renoviert und in bescheidenem Maße „Waldliesborner Tafelwasser“ abgefüllt und vertrieben. In den 30er Jahren ging der Kurbetrieb ständig zurück (SCHMIEDER 1978).

Nach langen schwierigen Verhandlungen mit den Eigentümern und den deutschen Wehrmachtsbehörden in Belgien gelang es 1944 dem damaligen Wadersloher Amtsbürgermeister und späteren Kurdirektor EWALD KLINKHAMMER, die weitere Existenz des Heilbades zu sichern. Eine Gesellschaft, bestehend aus dem Provinzialverband Münster (Vorläufer des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe), dem Kreis Beckum, dem Amt Liesborn-Wadersloh und der Gemeinde Liesborn, kaufte das Bad. Heute gehört das Heilbad der Kurverwaltung Bad Waldliesborn GmbH in Lippstadt mit den Gesellschaftern Landschaftsverband Westfalen-Lippe, Kreis Warendorf, Gemeinde Wadersloh, Kreis Soest und Stadt Lippstadt.

Das Kurmittelzentrum für alle Therapieanwendungen bestand 1995 aus mehreren Thermalsole-Bewegungsbädern mit 1 000 m<sup>2</sup> Wasserfläche, Gymnastikräumen und -wiesen. Weiterhin gibt es das Forschungsinstitut für Prävention und Rehabilitation der Herz-Kreislauf-Krankheiten sowie drei Kur-, Rehabilitations- und Fachkliniken. Als Heilanzeigen werden genannt: Herz- und Gefäßerkrankungen, rheumatische Erkrankungen, Erkrankungen des Stütz- und Bewegungsapparates sowie Frauen- und Nervenleiden.

## 8 Ingenieurgeologie (U. PAHLKE)

Die ingenieurgeologische Beschreibung der im Blattgebiet von Mastholte zutage tretenden Schichten kann wegen des Kartenmaßstabes nur als Übersicht dienen. Für die verschiedenen, unter genetisch-lithologischen Gesichtspunkten abgegrenzten Kartiereinheiten werden Parameter genannt, die bei der geotechnischen Erkundung eines Standortes oder bei der Gründung eines Bauwerkes von Bedeutung sind. Die Angaben zu den Eigenschaften und Kennwerten der Locker- und Festgesteine haben nur orientierenden Charakter; sie können spezielle Laboruntersuchungen nicht ersetzen.

Die Geländeoberfläche wird im Blattgebiet von Mastholte ausschließlich von quartären Lockergesteinen gebildet, die in Teilbereichen des Delbrücker Rückens bis zu 40 m mächtig sein können. Die Gesteine der Oberkreide, die den Festgesteinsuntergrund bilden, treten nur in vergleichsweise kleinen Bereichen im südöstlichen Blattgebiet bei Mettinghausen und Westenholz in die Nähe der Erdoberfläche.

### 8.1 Festgesteine

Tonmergelsteine der Oberkreide (Emscher-Mergel) sind lediglich im Westteil von Westenholz bereits in weniger als 1 m Tiefe aufgeschlossen. Im südlichen Blattgebiet stehen sie am Südufer der Lippe in der Höhe von Mettinghausen in 1 – 2 m Tiefe unter den Ablagerungen der Lippe an.

Unterhalb einer Verwitterungszone, in der die Tonmergelsteine zu einem zähen, sandigen Ton zersetzt sind, folgt eine mehrere Meter mächtige Entfestigungszone. Erst unterhalb dieser, durch eine Auflockerung der Trennflächen gekennzeichneten Zone, sind die Tonmergelsteine als Festgestein anzusprechen. Während die Gebirgsfestigkeiten oder Elastizitätsmoduln (E-Werte) beim unverwitterten Gestein 1 000 – 1 500 MN/m<sup>2</sup> betragen, können sie in der oberflächennahen Verwitterungszone bis auf 10 MN/m<sup>2</sup> heruntergehen.

Die Tonmergelsteine und ihre Verwitterungsbildungen sind frost- und wasserempfindlich. Sie weichen unter dem Einfluß von Niederschlägen auf und neigen gelegentlich auch zum Quellen. Nach DIN 18 300 ist das Gestein in entfestigtem Zustand in Klasse 5 (schwer lösbare Bodenarten), sonst in Klasse 6 (leicht lösbarer Fels) einzustufen.

### 8.2 Lockergesteine

Das Spektrum der durch Eis, Wasser und Wind transportierten oder umgelagerten quartären Lockergesteine reicht von gut sortierten Kiesen und Sanden bis hin zu gemischtkörnigen Böden mit hohen Schluff- und Tonanteilen. In Abhängigkeit von der Lage und den Wasserverhältnissen kam es im Blattgebiet auch zu Vermoorungen und zur Torfbildung.

Nach Rückzug des saalezeitlichen Inlandeises bestimmten in den Tälern von Lippe und Ems fluviatile Prozesse das Sedimentationsgeschehen, so daß dort eine flachwellige Landschaft mit bis heute noch hoch anstehendem Grundwasser entstanden ist. Glazigene und glazifluviatile Sedimente sind in den morphologisch höher gelegenen und geologisch komplexer aufgebauten Bereichen des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns erhalten geblieben. Daher ist es sinnvoll, die ingenieurgeologischen Eigenschaften der Lockergesteine für den Delbrücker Rücken und den Langenberger Sporn sowie für die Lippe- und Emsniederung getrennt zu beschreiben.

## **8.2.1 Lockergesteine des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns**

Die holstein- und frühsaalezeitlichen Sedimente an der Basis des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns sind aufgrund ihrer wechselnden Kornzusammensetzung baugrundgeologisch sehr unterschiedlich zu bewerten. Auf die grob- bis feinklastischen Flußablagerungen der Uralme (Unterer Schneckensand) folgen feinkörnige Sand- und Schluffabsätze mit einem wechselnden Gehalt an organischer Substanz (Oberer Schneckensand). Diese vorwiegend grobschluffigen und durch periglaziale Überformung dichtgelagerten Sedimente treten an den Unterhängen des Delbrücker Rückens in die Nähe der Erdoberfläche und setzen sich nördlich davon bis weit unter die Niederterrassenebene der Ems fort. Sie haben insbesondere am Nordrand von Westenholz infolge Stauwirkung gegenüber dem Hangwasser des Delbrücker Rückens zu Niedermoor- und Anmoorbildungen geführt.

Während die Gesteine des Unteren Schneckensandes nur noch in Rinnen in der ehemaligen Kreide-Oberfläche in größerer Mächtigkeit anstehen und bis auf ein kleineres Vorkommen am Südrand des Blattgebiets baugrundgeologisch keine Rolle spielen, sind die sandig-schluffigen bis tonig-schluffigen Absätze des Oberen Schneckensandes im Gründungsbereich von Bauwerken an den Flanken von Delbrücker Rücken und Langenberger Sporn zu erwarten. Die Schichten sind infolge der ehemaligen Überlagerung durch das Inlandeis gut konsolidiert, jedoch stark wasser- und frostempfindlich. Humose Einlagerungen und Torfe wirken sich in hohem Maße auf das Setzungsverhalten aus. Die E-Werte der schluffig-tonigen Schichten werden auf 6 – 20 MN/m<sup>2</sup>, die der Sande auf 30 bis 40 MN/m<sup>2</sup> geschätzt. Die Schichten sind nach DIN 18 300 in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

Im Hangenden des Oberen Schneckensandes stehen glazifluviale Vorschüttssande an, die ebenfalls an den Flanken des Delbrücker Rückens und des Langenberger Sporns in die Nähe der Erdoberfläche treten. Die Kompressibilität dieser bis zu 20 m mächtigen, vorwiegend fein- bis mittelsandigen Ablagerungen wird durch die Einschaltungen schluffig-sandiger und schluffig-toniger Partien (Beckenschluffe) erhöht, so daß E-Werte von 20 bis 40 MN/m<sup>2</sup> in Ansatz gebracht werden können.

Vorschüttssand und Beckenschluff unterlagern die Grundmoräne, die im Bereich des Delbrücker Rückens Mächtigkeiten von 5 m erreichen kann. Die Gesteinszusammensetzung der Grundmoräne variiert in Abhängigkeit von den durch Eistransport umgelagerten Gesteinen der näheren Umgebung. Lokal gliedert sie sich in eine tiefere, tonig-steinige Partie mit Anteilen von Emscher-Mergel und in eine obere, sandig-kiesige Partie mit Anteilen fluvialer und glazifluvialer Sedimente. Oberflächennah ist sie nur in Teilbereichen des Langenberger Sporns und des Delbrücker Rückens als zähe, tonige Deckschicht über der periglazialen, sandig-schluffigen Schichtenfolge erhalten. Der primär carbonathaltige Geschiebemergel wurde unter dem Einfluß der Atmosphärien entkalkt und verwitterte zu einem Geschiebelehm.

Die Grundmoräne ist infolge der Vorbelastung durch das Eis gut konsolidiert und wenig kompressibel, jedoch bei tonig-schluffiger Ausbildung wasser- und frostempfindlich. Ihre E-Werte liegen bei tonig-schluffiger Ausbildung im Bereich von 10 – 30 MN/m<sup>2</sup> und bei sandig-kiesiger Ausbildung zwischen 50 und 100 MN/m<sup>2</sup>. Die Grundmoräne ist nach DIN 18 300 in Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) einzustufen.

## 8.2.2 Lockergesteine der Lippe- und Emsniederung

Weite Teile des Blattgebiets werden von Terrassensedimenten der Lippe und der Ems eingenommen. Der vorwiegend fein- und mittelsandige Talsand, der in einer Mächtigkeit von bis zu 15 m den Hauptkomplex der Oberen Niederterrasse bildet, steht im zentralen und östlichen Teil des Blattgebiets an der Geländeoberfläche an. Er wird entlang der Lippe zusammen mit tiefer liegenden kiesigen Niederterrassenablagerungen in mehreren Naßabgrabungen abgebaut. Die im nordwestlichen Blattgebiet verbreitete Sand-Schluff-Wechselfolge besteht aus schluffigen Sanden und sandigen Schluffen mit Kies- und Torflagen.

Der Grundwasserspiegel steht in der Lippe- und Emsniederung im allgemeinen sehr hoch, oft weniger als 1 m unter Geländeoberfläche. Wassererfüllte Fein- bis Mittelsande können bei Erschütterung und Vibration in einen Fließzustand übergehen. Sie dürfen daher nicht mit Schwingungsrüttlern verdichtet werden. Die E-Werte der reinen Terrassensande liegen im Bereich von 50 – 100 MN/m<sup>2</sup>, bei Einschaltung von Schluffen und organischem Material fallen sie, je nach deren Anteil, auf 1 – 10 MN/m<sup>2</sup> ab. Die Niederterrassensande sind nach DIN 18 300 in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

Die Uferwälle am Nordufer der Lippe und südlich der Ems bestehen aus Fein- bis Mittelsanden mit geringem Schluffanteil. Entsprechend ihrer Entstehung aus spätglazialen Flußaufschüttungen sind sie mitteldicht gelagert. Die E-Werte werden auf 50 – 80 MN/m<sup>2</sup> geschätzt. Nach DIN 18 300 sind die Sande in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

Weite Teile des Blattgebiets werden von einer 0,5 – 1 m mächtigen Decke aus Flugsanden, die entlang der Flußläufe auch zu mächtigeren Dünen aufgeweht sind, bedeckt. Das Spektrum reicht vom sandlößartigen, schluffigen Flugsand über den baugrundgeologisch ungünstigen „Flotssand“ bis hin zum typischen Flugsand aus Fein- und Mittelsand mit geringem Schluff- und Grobsandanteil. Die äolischen Ablagerungen sind zumeist locker gelagert (E-Werte zwischen 30 und 40 MN/m<sup>2</sup>), so daß entweder eine Verdichtung der Sande oder eine Gründung in den unterlagernden Schichten empfohlen wird.

Typische Ablagerungen der um 1 – 2 m in die Niederterrasse eingetieften Talauen sind Auenlehm und Auensand, die jedoch im Blattgebiet nur im Lippetal mächtiger als 1 m werden. Der Steifemodul des schluffig-tonigen Auenlehms kann weniger als 10 MN/m<sup>2</sup> betragen, so daß eine Gründung in den unterlagernden Schichten empfohlen wird. Soweit dies nicht möglich ist, sind wegen der wechselnden Zusammensetzung und der möglichen Einlagerung humoser Schichten in jedem Fall spezielle Baugrunduntersuchungen erforderlich. Auenlehm gehört nach DIN 18 300 zu Bodenklasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten).

Spezielle Baugrunduntersuchungen werden ebenfalls für den im Einzugsbereich der Ems verbreiteten, zumeist schluffigen Auensand empfohlen. Dieses gemäß seiner Genese wenig konsolidierte und als Baugrund oft ungeeignete Sediment (E-Werte zwischen 20 und 40 MN/m<sup>2</sup>) ist in die Bodenklasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen.

Im Bereich der Fluß- und Bachläufe sind Torf- und Moorerdebildungen verbreitet. Ihre Mächtigkeit reicht von wenigen Dezimetern in den Talauen von Lippe und Ems bis hin zu 1 m im Grubebachtal. Darüber hinaus werden in den durch Hangwasser vernäßten Bereichen nördlich des Delbrücker Rückens Torfmächtigkeiten von stellenweise mehr als 2 m erreicht. Die organischen und organo-mineralischen Ablagerungen, die teilweise noch von

geringmächtigem, im nassen Zustand weichplastischem Wiesenmergel oder Wiesenkalk unterlagert werden, sind wegen ihrer hohen Kompressibilität als Baugrund ungeeignet und durch verdichteten Kies zu ersetzen. Bei hohem Grundwasserstand können Wasserhaltungen und eine Wannengründung erforderlich werden. Nach DIN 18 300 sind die Schichten der Klasse 1 (Oberboden) zuzurechnen.

### 8.3 Allgemeine Hinweise

Da auf Blatt Mastholte mit teilweise komplizierten Baugrund- und Grundwasserverhältnissen zu rechnen ist, wird auf die Notwendigkeit spezieller ingenieurgeologischer Fachgutachten hingewiesen.

Hinsichtlich der zulässigen Belastung des Baugrundes und der Dimensionierung der Fundamente wird auf DIN 1054 verwiesen. In Gebieten mit hoch anstehendem Grundwasser können besondere Gründungsmaßnahmen wie Grundwasserabsenkung, Wannengründung und Bewehrung der Sohle gegen Auftrieb notwendig werden.

Bei schluffigen Böden sollten die Gründungstiefen wegen der Frostgefährdung mindestens 1,2 m unter der Geländeoberfläche liegen; die Baugrubensohlen sollten unmittelbar nach Freilegen durch eine Magerbetonschicht versiegelt werden. Bei vernäßer Gründungssohle ist ein Mehraushub von 10 – 15 cm und der Einbau einer Entwässerungsschicht zweckmäßig. Die Keller müssen gegen drückendes Wasser abgedichtet oder, bei geringer Eintauchtiefe, mit Flächen- oder Ringdrägen trockengelegt werden (vgl. DIN 4095).

Das Blattgebiet Mastholte liegt nach der Übersichtskarte der DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) außerhalb aktiver Erdbebenzonen.

## 9 Böden (G. MILBERT)

Die Entwicklung der Böden wird entscheidend von den geologisch-petrographischen Gegebenheiten und von den Wasserverhältnissen bestimmt. Das Klima, die Zeitdauer der Bodenbildung, die Einflüsse der Tier- und Pflanzenwelt sowie die durch den Menschen hervorgerufenen Veränderungen sind ebenfalls von Bedeutung. Die Böden des Blattgebiets sind bereits in folgenden Bodenkarten ausführlich dargestellt und erläutert:

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4216 Mastholte (COLIN & MERTENS 1970)
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4316 Lippstadt (MERTENS 1982)
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C 4316 Gütersloh (MERTENS & WILL 1979)

Die vorliegende bodenkundliche Übersicht zur geologischen Karte faßt die Böden des Blattgebiets zu zwölf Bodenformengruppen (Bodeneinheiten, s. Abb. 16) zusammen. In der Bodenform sind die Bodenentwicklung (Bodentyp) und das bodenbildende Substrat (Korngröße und geologische Zuordnung) kombiniert. Die Einheiten der geologischen Karte sind deshalb zu zwölf Substratgruppen zusammengefaßt worden, um die Abbildung 16 überschaubar zu halten. Die dargestellten Bodenformen spiegeln in vereinfachter und

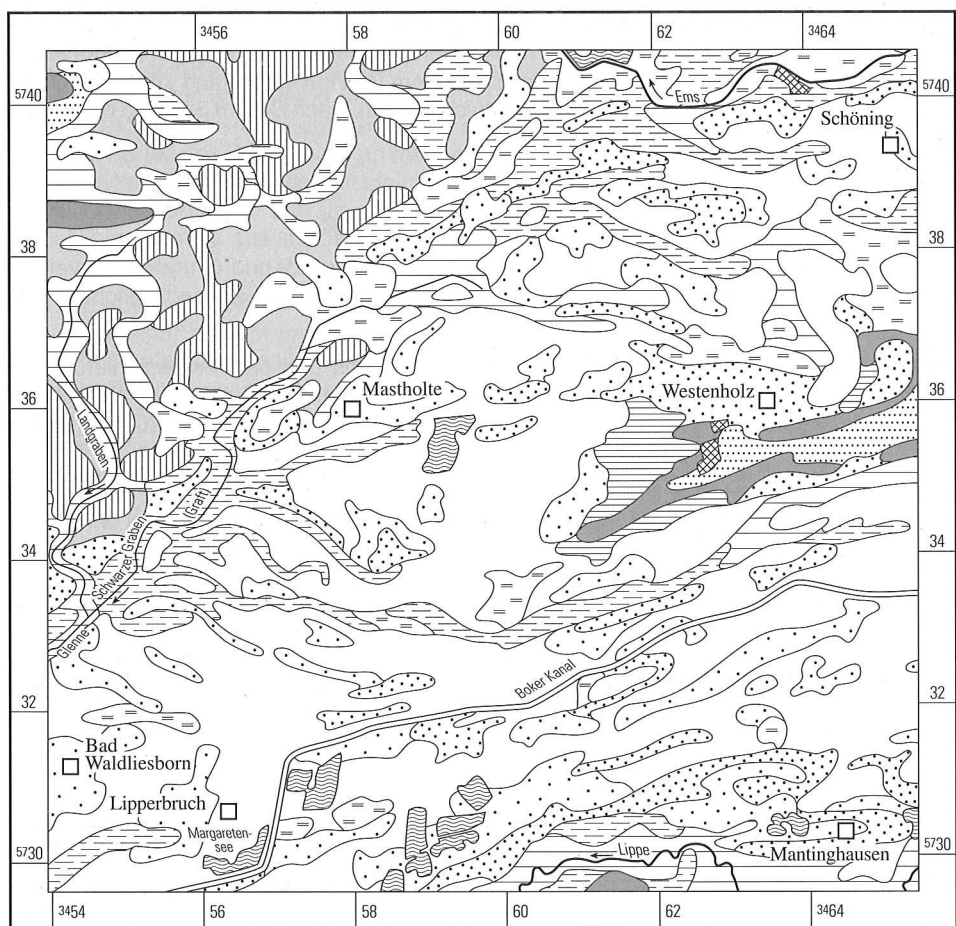


Abb. 16 Bodenkundliche Übersicht

zusammengefaßter Weise die flächenhafte Verbreitung der bodenbildenden Substrate im Blattgebiet Mastholte wider. Aus diesem Grund orientiert sich die Reihenfolge der beschriebenen Bodenformengruppen am Alter des jeweiligen geologischen Substrats und richtet sich nicht nach bodensystematischen Kriterien.

Im Blattgebiet nimmt die breite Talsandebene mit weichselzeitlichen fluviatilen Sanden und Schluffen zwischen den Auen von Ems und Lippe die größten Flächenanteile ein. Aus den Talsanden haben sich Gleye (Grundwasserböden) und Podsol-Gleye (Grundwasserböden mit Sauerbleichung im Oberboden) entwickelt. Ein nur ganz flach eingetieftes, netzartig verzweigtes Rinnensystem innerhalb der Talsandebene ist mit holozänen fluviatilen Sanden und Schluffen gefüllt. Als Folge des geringeren Grundwasserflurabstands sind daraus Gleye und Naßgleye entstanden. Vor allem in der Nordhälfte des Blattgebiets sind diese Böden mit großflächig vorkommenden Niedermooren, Moorgleyen und



Künstliche Aufschüttung



Niedermoor, Moorgley und Anmoorgley,  
örtlich Naßgley,  
aus Fluß- und Bachablagerungen sowie Torfbildungen  
(Holozän)



Gley und Pseudogley-Gley, Naßgley,  
Brauner Auenboden und Auengley,  
örtlich Anmoorgley,  
aus schluffigen Auenablagerungen, örtlich aus  
Abschwemm Massen (Holozän)



Gley, Naßgley und Auengley,  
örtlich Podsol-Gley,  
aus Auensand und Ablagerungen der Auenterrasse (Holozän)



Podsol und Gley-Podsol,  
häufig mit Plaggenauflage,  
aus Dünenanden, > 1 m mächtigen Flugsanden  
(Pleistozän, Holozän) und Sanden des Uferwalls (Pleistozän)  
über unterschiedlichen Ablagerungen



Gley und Podsol-Gley, örtlich Gley-Podsol,  
aus geringmächtigen Flugsanden (Pleistozän, Holozän)  
über Ablagerungen der Oberen Niederterrasse (Pleistozän)



Gley, Podsol-Gley, örtlich Gley-Podsol,  
aus Sanden der Oberen und Unteren Niederterrasse  
(Pleistozän)



Gley, Pseudogley-Gley und Gley-Pseudogley  
aus schluffigen und schluffig-sandigen Ablagerungen  
der Oberen Niederterrasse (Pleistozän), örtlich mit  
Überdeckung aus stark schluffigem Flugsand (Pleistozän)



Gley-Braunerde  
aus schluffigen und schluffig-sandigen Ablagerungen  
der Oberen Niederterrasse (Pleistozän), örtlich mit  
Überdeckung aus stark schluffigem Flugsand (Pleistozän)



Gley und Podsol-Gley  
aus Flugsanden (Pleistozän, Holozän) über Vorschütt sand  
und Beckenschluff sowie Grundmoräne (Pleistozän)



Braunerde und Pseudogley  
aus Flugsanden (Pleistozän, Holozän)  
über Älterer Mittelterrasse 1, Oberem Schneckensand,  
Vorschütt sand, Grundmoräne (Pleistozän) und  
Tonmergelstein (Santon)



Gley und Naßgley in Hanglage  
aus Flugsanden (Pleistozän, Holozän)  
über Oberem Schneckensand, Vorschütt sand,  
Talsand (Pleistozän) und Tonmergelstein (Santon)

Anmoorgleyen vergesellschaftet. Am Südostrand des Blattgebiets hat die Lippe in der Aue Sande und Schluffe sedimentiert, die sich zu Auengleyen und Braunen Auenböden entwickelt haben.

Weichselzeitlicher und holozäner Flugsand sowie sandlößartiger Flugsand unterschiedlicher Mächtigkeit überlagern vielerorts die fluviatilen Sedimente der Talsandebene in Form von langgezogenen flachen Rücken, örtlich als deutlich herausragende Dünen. Als Folge des größeren Grundwasserflurabstandes sind in diesen äolischen Sedimenten Gley-Podsole, Podsole und nährstoffarme Braunerden entstanden.

Im Osten und Westen des Blattgebiets überragen mit dem Delbrücker Rücken und dem Langenberger Sporn zwei deutliche Erhebungen aus älteren Sedimenten die Talsandebene. Dort haben sich Gley-Braunerden und Pseudogleye (Stauwasserböden) aus Flugsand über Geschiebelehm, Vorschütt sand, Oberem Schneckensand und kleinflächig über kreidezeitlichen Tonmergelsteinen entwickelt. In Hanglage sind am Rand des Delbrücker Rückens Gleye und Naßgleye über wenig durchlässigem Untergrund entstanden. Auf dem Plateau des Rückens konnte sich unter einer mächtigeren Decke aus Flugsand über Geschiebelehm ein flacher Grundwasserkörper mit Gleyen und Podsol-Gleyen bilden. Die ausgeschiedenen Bodeneinheiten werden nachfolgend im einzelnen beschrieben.

### 9.1 Gley und Naßgley in Hanglage aus Flugsand über Oberem Schneckensand, Vorschütt sand, Talsand und Tonmergelsteinen des Santons

Die Grund- und Stauwasserböden des Delbrücker Rückens entwässern hangabwärts zur Talsandebene hin. Dies führt an den Unterhängen zu ganzjährigen Vernässungen bis

in den Oberboden. In dieser Reliefposition haben sich Gleye und Naßgleye in Hanglage aus Flugsand über Oberem Schneckensand, Vorschütt sand und Talsand sowie kleinflächig über Tonmergelsteinen des Santons gebildet. Bei größeren Grundwasserflurabständen sind die Oberböden podsoliert, häufig hat ein Plaggenauftrag stattgefunden. Größere Flächenanteile dieser durch Hangwasser geprägten Böden werden nach wie vor als Grünland genutzt.

## **9.2 Braunerde und Pseudogley, überwiegend aus Flugsand, über Älterer Mittelterrasse 1, Oberem Schneckensand, Vorschütt sand, Grundmoräne und Tonmergelsteinen des Santons**

Im Delbrücker Rücken und Langenberger Sporn durchragen ältere Sedimente die weichselzeitliche Talsandebene. Hier haben sich Braunerden und Pseudogleye entwickelt, die aus Gründen der Darstellbarkeit zusammengefaßt werden. Braunerden sind kleinflächig südlich und nordöstlich von Westenholz sowie in Kuppenlage auf dem Langenberger Sporn verbreitet. Sie haben sich aus Flugsand über Vorschütt sand entwickelt. Diese Böden sind durch Plaggengewirtschaft verbesserte alte Ackerstandorte.

Rund um die Plateaulage des Delbrücker Rückens reichen in Hanglage wenig durchlässige Tonmergelsteine des Santons, Oberer Schneckensand, Vorschütt sand sowie Geschiebelehm der Grundmoräne bis nahe an die Geländeoberfläche oder streichen am Hang aus. Aus diesem Grund zieht sich ein Band mit Pseudogleyen (Stauwasserböden) saumartig um die Plateaulage. Meist sind die Sedimente von geringmächtigem Flugsand überlagert. Der Oberboden aus Flugsand ist häufig zusätzlich podsoliert oder durch Plaggenauftrag überprägt. Stehen als Staukörper wirkende Sedimente oberhalb 1 m Geländetiefe an, so sind die Vernässungsphasen im Spätwinter und Frühjahr sowie die Austrocknungsphasen im Spätsommer ausgeprägt und wirken ertragsmindernd. Ein großer Teil der stau nassen Böden ist inzwischen nach Entwässerungsmaßnahmen ackerfähig.

## **9.3 Gley und Podsol-Gley aus Flugsand über Grundmoräne**

Im zentralen Bereich des Delbrücker Rückens ist die drenthezeitliche Grundmoräne als dunkelgrauer Geschiebelehm und als Geschiebemergel flächig erhalten. Hier wird die Grundmoräne von über 1 m mächtigem Flugsand überdeckt. Die größere Tiefenlage des stauenden Geschiebelehms bewirkt eine ganzjährige Wassersättigung im Unterboden, so daß sich ein flacher Grundwasserkörper ausbilden konnte, der ausschließlich von den direkten Niederschlägen gespeist wird. Gleye (Grundwasserböden) und Podsol-Gleye (Grundwasserböden mit gebleichtem Oberboden) sind entstanden. In Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge und -verteilung schwankt der Grundwasserstand stärker als in der Talsandebene. Der Flurabstand des geschlossenen Kapillarraums (vernäßer Bodenbereich oberhalb des Grundwasserspiegels) variiert je nach Geländelage und Jahreszeit zwischen 4 und 13 dm unter Flur.

Das Plateau ist heute fast vollständig unter Ackernutzung, und die Böden sind großflächig durch eine tiefreichende Humosität als Folge der Plaggengewirtschaft überprägt.



#### **9.4 Gley-Braunerde aus schluffigen und schluffig-sandigen Ablagerungen der Oberen Niederterrasse, örtlich mit Überdeckung aus stark schluffigem Flugsand**

In leicht erhöhten kuppigen Lagen sind nordwestlich von Mastholte Gley-Braunerden aus schluffigen und schluffig-sandigen Sedimenten der Oberen Niederterrasse (Sand-Schluff-Wechselfolge, Schluff-Folge) entstanden, die örtlich eine sandlößartige Flugsand-überdeckung aufweisen. Bedingt durch die kuppige Lage tritt Grundwassereinfluß erst unterhalb 10 dm Bodentiefe auf. Häufig sind die Böden leicht stauwasserbeeinflußt.

Aufgrund des besonders günstigen Wasserspeichervermögens sind diese Standorte seit vielen Jahrhunderten unter Ackernutzung und meist tiefreichend humos. Mit Bodenzahlen zwischen 40 und über 50 gehören sie zu den besten und ertragssichersten Ackerstandorten im Blattgebiet.

#### **9.5 Gley, Pseudogley-Gley und Gley-Pseudogley aus schluffigen und schluffig-sandigen Ablagerungen der Oberen Niederterrasse, örtlich mit Überdeckung aus stark schluffigem Flugsand**

Nordwestlich von Mastholte werden die Fein- und Mittelsande der Talsandebene an einer Geländestufe durch die dort an der Oberfläche austreichenden bindigeren fluviatilen Sedimente der Oberen Niederterrasse (Sand-Schluff-Wechselfolge, Schluff-Folge) abgelöst. Aufgrund des höheren Anteils an Schluff, aber auch bedingt durch die Wechschichtung von Schluffen und Sanden, wird die Sickerwasserbewegung eingeschränkt und das Wasserspeichervermögen im Hauptwurzelbereich deutlich erhöht. In den geringfügig tiefer liegenden Bereichen und in Muldenlagen haben sich Gleye mit einem Grundwassereinfluß (Flurabstand des geschlossenen Kapillarraums) zwischen 4 und 8 dm unter Flur entwickelt. Stärker stauwasserbeeinflußte Pseudogley-Gleye und Gley-Pseudogleye (Stauwasserböden mit Grundwassereinfluß im Unterboden), die ab einer Bodentiefe von 8 – 13 dm unter Flur grundwasserbeeinflußt sind, bilden die weiten, fast ebenen Übergangsbereiche zwischen den Gleyen der tieferen Lagen und den Gley-Braunerden der schwach ausgeprägten Kuppen.

Bedingt durch das höhere Wasserspeichervermögen sind diese Böden ertragssicherer als die reinen Sandböden. Im Frühjahr kann die Bodenbearbeitung jedoch durch Oberbodenvernässung erschwert oder verzögert werden. Eine Fläche mit weiteren vergleichbaren Böden findet sich nordöstlich von Westenholz-Kuhlen. Hier überlagern schluffiger Talsand, Schluffe und Sande des Oberen Schneckensandes.

#### **9.6 Gley und Podsol-Gley, örtlich Gley-Podsol, aus Sanden der Niederterrassen**

Talsand und schluffiger Talsand der Oberen Niederterrasse sowie kleinflächig Sande der Unteren Niederterrasse bilden im zentralen Teil des Blattgebiets das bodenbildende Substrat. In Abhängigkeit vom ursprünglichen Grundwasserflurabstand haben sich Gleye und Podsol-Gleye mit natürlichen Flurabständen des geschlossenen Kapillarraums (vernäßter Bereich oberhalb des Grundwasserspiegels) zwischen 4 und 13 dm unter Flur entwickelt. Stärkere Podsolierung ist in der Regel auf Flugsandschleier zurückzuführen,

die in der geologischen Karte nicht dargestellt sind. Die Böden dieser Bodenformengruppe nehmen die größten Flächenanteile im Blattgebiet ein.

Während zur Zeit der bodenkundlichen Landesaufnahme zwischen 1960 und 1970 diese Böden fast ausschließlich als Grünland genutzt wurden, überwiegt heute Ackerbau. Vielfach wurde die erforderliche Bodenbearbeitung erst möglich, nachdem durch Flurberreinigungsmaßnahmen und die Anlage von Entwässerungsgräben der Grundwasserflurabstand vergrößert worden war. Die Entwässerungsmaßnahmen verstärken die Dürrefährdung im Hauptwurzelbereich der Nutzpflanzen in trockenen Jahren. Während früher das Wasser des Boker Kanals über Rieselgräben zur Steigerung der Grünlanderträge eingesetzt wurde, finden heute Beregnungsanlagen zur Ertragssteigerung im Kartoffel-, Mais- und Rübenanbau Verwendung.

### **9.7 Gley und Podsol-Gley, örtlich Gley-Podsol, aus geringmächtigen Flugsanden über Ablagerungen der Niederterrassen**

Häufig sind die Talsandebene und auch die schluffigeren Bereiche der Oberen und Unteren Niederterrasse im nordwestlichen Blattgebiet von geringmächtigen Flugsanddecken überlagert, die kaum merklich aus der Talebene herausragen. Als Folge des oft nur 2 bis 3 dm größeren Grundwasserflurabstandes entwickelten sich vor allem Gleye, Podsol-Gleye und örtlich Gley-Podsole. Gley-Podsole zeichnen sich durch eine Sauerbleichung bis in maximal 8 dm Bodentiefe mit Ton- und Humusverlagerung aus. Im darunter liegenden Bodenbereich überwiegt der Grundwassereinfluß. Die Oberfläche des geschlossenen Kapillarraums oberhalb des Grundwasserspiegels liegt meist zwischen 4 und 13 dm unter Flur, soweit keine Entwässerungsmaßnahmen durchgeführt worden sind.

Wegen ihrer leichten Bearbeitbarkeit werden diese Standorte bevorzugt ackerbaulich genutzt und häufig, vor allem für den Hackfruchtanbau, im Sommer beregnet. Verbreitet findet sich eine Überprägung durch Plaggenauftrag.

### **9.8 Podsol und Gley-Podsol, häufig mit Plaggenauflage, aus Dünen-sanden und über 1 m mächtigen Flugsanden sowie aus Sanden des Uferwalls, über unterschiedlichen Ablagerungen**

Während Uferwälle im Blattgebiet vor allem am Nordrand der Lippeaue und am Südrand der Emsaue vorkommen, sind mächtigere spätweichselzeitliche und holozäne Flugsanddecken sowie Dünen über weichselzeitlichem Talsand und örtlich über unterschiedlichen älteren Ablagerungen weit verbreitet. Sie heben sich morphologisch deutlich von der Talsandebene ab und verleihen der Landschaft einen flachwelligen Charakter. Seit Jahrhunderten sind diese grundwasserferneren Standorte bevorzugte Siedlungsplätze.

Aus den älteren äolischen Ablagerungen haben sich Podsole und Gley-Podsole entwickelt, die seit alters her vor allem als Ackerland genutzt werden. Häufig wurde das Wasser- und Nährstoffspeichervermögen durch Plaggenauftrag verbessert (COLIN & MERTENS 1970: 64). Vor allem wegen des geringen Wasserspeichervermögens sind Podsole und Gley-Podsole in trockenen Sommern dürrgefährdete Standorte. Ein kapillarer Aufstieg des Grundwassers in die Wurzelzone landwirtschaftlicher Nutzpflanzen ist nicht gewährleistet, deshalb werden diese Böden vor allem für den Kartoffelanbau im Sommer häufig beregnet.

Entlang der holozänen Talrinnen treten Jüngere Dünen auf, die mit ihrer steileren, rückenartigen Form die Talsandebene um einige Meter deutlich überragen. In den sehr jungen Dünen der subatlantischen Rodungsphasen haben sich kleinflächig Podsol-Regosole mit beginnender Bodenentwicklung im Zentimeter-Bereich gebildet. Häufig sind höhere Dünen mit Nadelwald bestockt.

### **9.9 Gley, Naßgley und Auengley, örtlich Podsol-Gley, aus Ablagerungen der Auenterrasse und Auensand**

Innerhalb der Talsandebene zwischen Mastholte und Bad Waldliesborn im Westen des Blattgebiets sowie Mühlenheide südlich des Delbrücker Rückens im Osten sind die flach eingetieften Rinnen mit holozänem Auensand gefüllt. In diesem Sediment sind aufgrund des geringen Grundwasserflurabstandes Gleye und Naßgleye entstanden. Aus den Sanden der holozänen Auenterrasse im Lippetal entwickelten sich in erster Linie Podsol-Gleye. Aus Auensand entlang der Lippe entstanden Auengleye. Diese Böden werden nach erfolgter Flurbereinigung und der Anlage von Entwässerungsgräben ackerbaulich genutzt.

### **9.10 Gley und Pseudogley-Gley, Naßgley, Brauner Auenboden und Auengley, örtlich Anmoorgley, aus schluffigem Auensand und Auenlehm, örtlich aus Abschwemmassen**

Schluffige und schluffig-sandige holozäne fluviatile Rinnen- und Talfüllungen (schluffiger Auensand, Auenlehm) sowie kleinflächig auch Abschwemmassen sind innerhalb des Blattgebiets im Lippetal, in den Entwässerungsrinnen des Delbrücker Rückens und vor allem nordwestlich von Mastholte verbreitet. Die mit holozänen Ablagerungen verfüllten Rinnen sind nur geringfügig in die Talsandebene eingetieft. Doch bereits wenige Dezimeter Niveauunterschied reichen in diesem Raum aus, um die Böden einem Grundwassereinfluß bis in den Oberboden auszusetzen. Reicht der geschlossene Kapillarraum oberhalb des Grundwasserspiegels bis in eine Bodentiefe von 4 – 8 dm unter Flur, so sind Gleye (Grundwasserböden) und Pseudogley-Gleye (Grundwasserböden mit Stauwassereinfluß im Oberboden) entstanden. Häufig reicht der Grundwassereinfluß bis in 2 dm Bodentiefe oder noch höher, so daß sich Naßgleye und örtlich Anmoorgleye entwickelt haben. Während zum Zeitpunkt der bodenkundlichen Aufnahme des Blattgebiets (1960 bis 1970) die holozänen Rinnen ausschließlich als Grünland genutzt wurden, überwiegt nach Entwässerungsmaßnahmen heute Ackerbau auf diesen Böden.

Der Auenlehm der Lippeaue ist geologisch gleich einzustufen; dennoch sind hier andere Böden entstanden. Vor allem im ausklingenden Winter und im Frühjahr wird die Talaue größerer Flüsse häufiger überflutet und neues Sediment abgesetzt. Der Grundwasserstand korrespondiert im flußnahen Bereich mit dem Flußwasserstand und schwankt im Jahresverlauf stärker als in den flußferneren Gebieten der Talsandebene. Die bei Überflutungen abgesetzten Sedimente sind deutlich humos und stammen aus einem viel größeren Einzugsgebiet als holozäne Sedimente der kleineren Rinnensysteme. Unmittelbar am Rand der tief eingeschnittenen Lippe begleiten Braune Auenböden auf flachen Wällen den Fluß. Mit zunehmender Entfernung vom Flußufer nimmt innerhalb der Aue der Grundwassereinfluß zu und reicht am Hangfuß zu den auebegleitenden Dünen und Uferwällen bis nahe an die Bodenoberfläche. Hier haben sich Auengleye und örtlich Anmoorgleye

entwickelt. Vor der Lipperegulierung wurde die gesamte Aue als ertragreiches Grünland genutzt. Heute überwiegt nach zusätzlicher Grabenentwässerung Ackerbau.

### **9.11 Niedermoor, Moorgley und Anmoorgley, örtlich Naßgley, aus fluviatilen Ablagerungen und Torfbildungen**

In den Niederungen der Flüsse und Bäche sowie in Muldenlagen (Ausblasungswannen) innerhalb der Talsandebene sind in grundwasserbeherrschten Bereichen Niedermoores und Moorgleye mit 2 bis über 10 dm mächtigen Torfauflagen sowie Anmoorgleye und Naßgleye aus humusreichen bis äußerst humusreichen mineralischen Sedimenten entstanden. Größere zusammenhängende Flächen mit Naßböden finden sich am Nordrand des Delbrücker Rückens bei Westenholz-Kirchdorf, in der Emsaue sowie nordwestlich von Mastholte.

Diese Böden sind von Natur aus ganzjährig bis an die Bodenoberfläche vernäßt und zeitweise überflutet. Ohne Entwässerungsmaßnahmen sind sie natürliche Bruchwaldstandorte. Heute werden sie nach Entwässerung und örtlich nach Übersandung als Grünland und zum Teil als Ackerland genutzt.

### **9.12 Künstliche Aufschüttungen**

Künstliche Aufschüttungen sind nur kleinflächig dargestellt. Überwiegend wurde natürlicher sandiger Bodenaushub aufgeschüttet. Häufig besitzen die Aufschüttungsflächen einen größeren Grundwasserflurabstand als die ursprünglichen natürlichen Böden und unterliegen damit einer terrestrischen Bodenentwicklung. Abgrabungsflächen sind in Abbildung 16 nicht dargestellt.

## **10 Aufschlüsse und Bohrungen**

Die Kartendarstellung, geologische Gliederung und Mächtigkeit der Schichten geht auf eine größere Zahl von Aufschlüssen und Bohrungen zurück. Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes standen im Mai 1994 147 Bohrungen und Sondierungen zur Verfügung, die im Laufe der Zeit aufgrund verschiedener Fragestellungen niedergebracht und während der Kartierung entsprechend ergänzt worden sind. Zwei dieser Bohrungen haben eine Endteufe von 907 beziehungsweise 898 m. Alle anderen Bohrungen liegen unter 50 m und erfassen neben der quartären Schichtenfolge höchstens geringe Anteile des unterlagernden Kreide-Deckgebirges. Die Hauptmasse der während des kartierbegleitenden Bohrprogramms niedergebrachten 74 Spülbohrungen wurde dabei entlang der vorgegebenen Schnittrichtungen A – B bis P – Q (Taf. 1 in der Anl.) angesetzt. Vier Rammkernbohrungen lieferten ungestörtes Probenmaterial für detaillierte Untersuchungen und die Erarbeitung von quartärgeologischen Referenzprofilen. Neben diesen häufig bis zur Quartär-Basis reichenden Bohrungen und Sondierungen wurden außerdem 420 Handbohrungen von 1 bis 2 m Tiefe niedergebracht, welche die ca. 16 200 Bohrungen aus den vorliegenden geologischen und bodenkundlichen Kartierungen ergänzen. Nachfolgend sind einige Schichtenverzeichnisse von Aufschlüssen und Bohrungen in teilweise gekürzter Form aufgeführt. Hierbei handelt es sich um charakteristische Schichtenfolgen, die meist an der Geländeoberfläche nicht aufgeschlossen sind. Die Nummern der Schürfe und Bohrungen stimmen mit denjenigen auf der geologischen Karte überein.

## 10.1 Aufschlüsse

### Aufschluß 1

Name: Helfgerd, Benteler-Ost  
 Lage: R 54 740, H 37 000; + 77,5 m NN  
 Aufschlußart: Kartierbegleitender Schurf  
 Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), H. SMOLKA-BEST (Archäologie)

- |          |  |               |
|----------|--|---------------|
| – 0,30 m | Feinsand, stark schluffig, humos, schwarzbraun   | Mutterboden   |
| – 0,50 m | Feinsand, stark schluffig, ungeschichtet, graubraun; an der Basis Fund einer Gefäßscherbe, vermutlich aus dem 14. Jahrhundert  | Flugsand      |
| – 0,80 m | Feinsand, stark schluffig, feingeschichtet; mit flaseriger bis gekörseartiger Textur, hell- bis weißgrau   | Schluff-Folge |
| – 0,90 m | Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig; mit feinsten Lagen von Fein- bis Mittelsand, braun bis rostbraun, stellenweise bis 1,30 m mächtig, mit lokaler, ca. 0,60 m tiefer und maximal 0,75 m breiter Rinnenfüllung aus feinschichtigem, flaserigem Schluff, hell- bis weißgrau oder gelbbraun; einzelne undeutliche Frostspaltenstrukturen | "             |
| – 1,35 m | Fein- bis Mittelsand mit wenig Grobsand und Feinkies, grau bis graubraun, wechsellagernd mit Schluff, feinsandig, braun- bis rostbraun; Schichtung von oben nach unten feiner werdend, zum Teil durch Frosttektonik treppenartig verworfen   | "             |

### Aufschluß 2

Name: Diestmann, Ostlangenberg  
 Lage: R 54 000, H 38 520; + 87,5 m NN  
 Aufschlußart: Sandgrube  
 Bearbeiter: H. ARNOLD (1953), K. SKUPIN (Schichtenaufnahme)

- |          |   |                                    |
|----------|---|------------------------------------|
| – 1,50 m | Mergel und Ton, karbonatisch; mit einzelnen Geschieben, vor allem Plänerkalkstein, grau bis weißgrau  | Grundmoräne<br>(Lokalmoräne)       |
| – 3,00 m | Mittel- bis Feinsand mit einzelnen Grobsandlagen, zum Teil schluffig, einzelne Feuersteine, gelb- bis graubraun; schräggeschichtet, Einfallen 20° N, senkrecht stehende Klüftung; durch Frostaschen und Frostkeile kryoturbat gestört | Vorschüttsand und<br>Beckenschluff |

### Aufschluß 3

Name: Westenholz 1  
Lage: R 63 300, H 35 470; + 98,5 m NN  
Aufschlußart: Baugrube  
Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse),  
M. A. GEYH (<sup>14</sup>C-Datierung)

- |   |        |   |                      |
|---|--------|---|----------------------|
| – | 0,30 m | Fein- bis Mittelsand, humos, dunkel- bis schwarzgrau; podsoliert  | Mutterboden          |
| – | 1,30 m | Fein- bis Mittelsand, gelbgrau oder gelbbraun bis rostbraun   | Flugsand             |
| – | 1,35 m | Torf, schwach schluffig, schwarzgrau  | Alleröd-Interstadial |
| – | 2,10 m | Ton, schluffig, sandig, steinig, mit nördischen Geschieben, an der Grenze zum auflagernden Torf steinsohlenartig angereichert, grau-blau bis dunkelgrau; stellenweise periglazial eingetiefte, sandgefüllte Frostaschen | Grundmoräne          |

### Aufschluß 4

Bezeichnung: Schulzentrum Westenholz  
Lage: R 63 300, H 35 660; + 91,0 m NN  
Aufschlußart: Baugrube  
Bearbeiter: K. SKUPIN

- |   |        |   |                                  |
|---|--------|---|----------------------------------|
| – | 1,40 m | Fein- bis Mittelsand, weiß- bis hellgrau<br>an der Basis nordische Geschiebe (Steinsohle) | Flugsand<br>Grundmoräne          |
| – | 2,50 m | Schluff, schwach sandig, schwach tonig, feingeschichtet, braun bis rostbraun              | Vorschütt sand und Beckenschluff |
| – | 2,80 m | Mittel- bis Grobsand, kreuzgeschichtet, grau bis graubraun                                | "                                |
| – | 3,30 m | Schluff, schwach sandig, schwach tonig, feingeschichtet, braun bis rostbraun              | "                                |

### Aufschluß 5

Bezeichnung: Westenholz 2  
Lage: R 63 320, H 35 570; + 98,0 m NN  
Aufschlußart: Kartierbegleitender Schurf  
Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse)

- |   |        |  |             |
|---|--------|--|-------------|
| – | 0,20 m | Fein- bis Mittelsand, humos, dunkel- bis schwarzgrau | Mutterboden |
|---|--------|--|-------------|

– 0,50 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	Flugsand
– 0,60 m	Fein- bis Mittelsand, schwach humos bis humos; mit Holzkohleresten, schwarzgrau bis weißgrau; an der Oberkante Rostbänderung	" (Bodenbildung des Subatlantikums)
– 1,60 m	Fein- bis Mittelsand, feingeschichtet, durch eingelagerte Rostbänder etwas verfestigt, gelbgrau bis gelbbraun	"
– 1,80 m	Fein- bis Mittelsand, humos, fahl- bis dunkelgrau, zum Teil rostfarben oder gebleicht  an der Basis Ton, sandig, tonig, grau bis dunkelgrau; mit einzelnen nordischen Geschieben	"  Grundmoräne (Steinsohle)

### Aufschluß 6

Bezeichnung: Hof Schormann, Westenholz  
 Lage: R 64 600, H 35 610; + 93,0 m NN  
 Aufschlußart: Baugrube  
 Bearbeiter: K. SKUPIN

– 0,20 m	Schluff, sandig, und Sand, schluffig, humos, dunkel- bis schwarzbraun	Mutterboden
– 0,70 m	Schluff, fein- bis mittelsandig, und Fein- bis Mittelsand, schluffig bis stark schluffig, un- deutlich geschichtet, gelbbraun	Vorschütt sand und Beckenschluff
– 0,72 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, rötlichbraun	"
– 0,78 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig bis schluffig, gelbbraun	"
– 0,80 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, rotbraun	"
– 0,87 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig bis schluffig, gelbbraun	"
– 0,90 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, rotbraun	"
– 0,95 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, gelbgrau	"
– 0,97 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, rotbraun	"
– 1,05 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig bis schluffig, gelbbraun	"
– 1,06 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, grau	"

– 1,10 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	Vorschütt sand und Beckenschluff
– 1,28 m	Schluff, schwach sandig, gelbgrau bis gelbbraun	”
– 1,31 m	Fein- bis Mittelsand mit zwischengelagerten schluffigen Tonbändchen; stellenweise periglazial verwürgt (Frosttasche), ungleichmäßige Schichtdicke	”
– 1,40 m	Schluff, sandig, rotbraun bis fahlgrau	”
– 1,58 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig bis schluffig, in enger Wechsellagerung mit Schluff, sandig	”
– 1,80 m	Mittel- bis Feinsand, schwach grobsandig, grau bis gelbbraun	”
– 1,92 m	Wechsellagerung von Sand, grau bis gelbgrau, und Ton, fahlgrau bis violettgrau, von oben nach unten Sandanteil abnehmend; Warvenschichtung mit 6 – 7 mm-dicken Warven	”
– 2,25 m	Mittel- bis Feinsand, schwach grobsandig, gelbgrau bis gelbbraun; schräggeschichtet (Streichen: 340°, Einfallen: 15° NNW)	”

## 10.2 Bohrungen

### Bohrung 1

Bezeichnung: Kreuzkamp (Solebohrung 1), Bad Waldliesborn  
 Lage: R 54 202, H 31 270; + 75 m NN  
 Auftraggeber: Bohrgesellschaft „Deutschland“  
 Zweck: Steinkohlenmutungsbohrung  
 Bearbeiter: G. MÜLLER (vgl. KEILHACK 1906), F. LOTZE (vgl. FRICKE & WEVELMEYER 1960), K. SKUPIN  
 Bohrzeit: 1900 – 1901

– 2,50 m	Sand, schluffig	Obere Niederterrasse
– 6,50 m	Feinsand	”
– 10,10 m	Kies	”
– 19,20 m	Sand mit einzelnen Geschieben	”
– 370,00 m	Mergelstein, grau; teilweise entfestigt	Coniac + Santon (Emscher Mergel)
– 403,00 m	Mergelstein, hellgrau; teilweise entfestigt	Unterconiac



– 445,00 m	Plänerkalkstein, dünnbankig	Unterconiac (Grenze Coniac/Turon?)
– 449,00 m	Plänerkalkstein, dickbankig	<i>striatoconcentricus</i> - Schichten, <i>lamarcki</i> -Schichten
– 485,50 m	Plänerkalkstein, dünnbankig	"
– 490,00 m	Plänerkalkstein, dickbankig	"
– 551,00 m	Plänerkalkstein, dünnbankig	"
– 557,00 m	Mergelstein, fest, grünlichgrau	<i>labiatus</i> -Schichten
– 567,00 m	Plänerkalkstein, dickbankig	Cenoman-Kalk
– 640,00 m	Plänerkalkstein, gebankt, grau, mit harten Kalksteinbänken	Cenoman-Pläner, Cenoman-Mergel
– 646,00 m	Sandstein, grünlich	Alb (Rüthen-Grünsand)
– 907,00 m	Kalkstein, massig	Mitteldevon (Massenkalk)

## Bohrung 2

Bezeichnung:	Waldliesborn (Solebohrung 2), Bad Waldliesborn
Lage:	R 54 298, H 31 067; + 75 m NN
Auftraggeber:	Kurverwaltung Bad Waldliesborn GmbH
Zweck:	Soleerschließung
Bearbeiter:	K. FRICKE (Schichtenfolge), W. STRÜVE, R. BIRENHEIDE (Makropaläontologie), W. ZIEGLER, K. RESCHER (Mikropaläontologie), A. SCHERP, H. GRÜN- HAGEN (Petrographie), M. TEICHMÜLLER (Inkohlung)
Bohrzeit:	1959

– 1,00 m	Feinsand, hellgelb	Obere Niederterrasse
– 3,00 m	Feinsand, grau	"
– 6,00 m	Feinsand, tonig, grau	"
– 8,00 m	Mittel- bis Grobkies mit Feuersteinen	"
– 9,70 m	Plänerkies	"
– 12,60 m	Tonmergelstein, verwittert	Mittelsanton
– 130,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	"
– 230,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Untersanton
– 270,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Oberconiac
– 330,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Mittelconiac

– 410,00 m	Tonmergelstein, hell- bis dunkelgrau, mit dünnen Kalksteinbänken, grau, nach unten hin fester werdend	Unterconiac
– 430,00 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, grau	<i>striatoconcentricus</i> -Schichten
– 490,00 m	Mergelkalk- bis Kalkmergelstein, grau	<i>lamarcki</i> -Schichten
– 520,00 m	Kalkmergel- bis Tonmergelstein, grau bis grüngrau	<i>labiatus</i> -Schichten
– 555,00 m	Kalk- bis Mergelkalkstein, weißgrau	Cenoman-Kalk
– 610,00 m	Kalkmergel- bis Mergelkalkstein, hart, dunkelgrau	Cenoman-Pläner
– 625,00 m	Tonmergel- bis Kalkmergelstein, dunkelgrau	Cenoman-Mergel
– 632,00 m	Sandstein, hellgrau	Alb (Rüthen-Grünsand)
– 898,00 m	Kalkstein, massig	Mitteldevon (Massenkalk, Oberes Givet bis tiefes Frasn)

### Bohrung 3

Bezeichnung: Helfgerd, Benteler-Ost  
 Lage: R 54 740, H 36 910; + 77,5 m NN  
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW  
 Zweck: Kartierbohrung  
 Bearbeiter: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie),  
 R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse)  
 Bohrzeit: 10. – 12. August 1992

– 0,30 m	Feinsand, stark schluffig, humos, schwarzbraun	Mutterboden
– 0,50 m	Feinsand, stark schluffig, graubraun	Flugsand
– 1,35 m	Schluff, feinsandig, gelb- bis rostbraun	Schluff-Folge
– 2,15 m	Feinsand, stark schluffig, gelb- bis rostbraun	"
– 3,20 m	Feinsand, schluffig; mit Schluff, feinsandig, wechsellagernd, hell- bis gelbbraun; einzelne schwärzliche bis rostfarbene Eisen- und Mangan-Bröckchen	"
– 5,60 m	Feinsand, schwach schluffig, einzelne Schluffbändchen, hell- bis gelbbraun	Sand-Schluff-Wechselfolge

– 5,70 m	Schluff, stark sandig, mit einzelnen Sandbändern, hellbraun	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 6,70 m	Feinsand, schluffig, stellenweise kreuzgeschichtet, hell- bis gelbbraun oder dunkelbraun	"
– 7,50 m	Fein- bis Mittelsand, schwach kiesig, schräggeschichtet, hell- bis gelbbraun	"
– 8,60 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, flaserig geschichtet, hell- bis gelbgrau oder grau	"
– 9,00 m	Fein- bis Mittelsand, schwach kiesig, grau bis gelbgrau	"
– 10,45 m	Fein- bis Mittelsand, stellenweise feinkiesig oder schwach schluffig, feingeschichtet, gelbgrau bis gelbbraun, roststreifig 10,30 m Landschnecke <i>Oxyloma elegans</i> (Risso)	"
– 11,60 m	Schluff, grau bis hellbraun; mit einzelnen Sandbändern, gelbbraun	
– 13,20 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, wechsellagernd mit Schluff, sandig, schwach kiesig, gelb- bis graubraun	Knochenkies
– 15,80 m	Mittel- bis Feinsand mit einzelnen Grobsandlagen, kiesig, einzelne nordische Geschiebe, stellenweise Schneckenschalenreste, grau bis graubraun; bei 14,30 m <i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	"
– 18,90 m	Mittel- bis Feinkies, sandig, schwach schluffig, wechsellagernd mit Sand, schwach schluffig, schwach kiesig, einzelne nordische Geschiebe, gelbgrau bis dunkelgrau	"
– 22,25 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig; mit einzelnen Sandlinsen und -bändern, flaserig geschichtet, schwach bis stark humos, stellenweise Holzreste; bei 19,90 m einzelne nordische Geschiebe; bei 21,30 – 21,90 m <i>Cepaea hortensis</i> (MÜLLER), <i>Clausilia bidentata</i> (STRÖM), <i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD, <i>Trichia hispida</i> (LINNAEUS), <i>Vallonia pulchella</i> (MÜLLER)	"
– 22,30 m	Sand, schluffig, kiesig, Holzreste, grau bis graubraun	"
– 23,00 m	Tonmergelstein, grau bis dunkelgrau	Unteres Untercampan (Emscher-Mergel)

#### Bohrung 4

Bezeichnung: I/13 a, Benteler-Ost  
Lage: R 55 540, H 36 530; + 77,0 m NN  
Auftraggeber: Wasserwirtschaftsamt Lippstadt  
Zweck: Grundwassermeßstelle  
Bearbeiter: F. LOTZE, K. SKUPIN  
Bohrzeit: 1951

– 0,30 m	Schluff, stark feinsandig, hell- bis weißgrau	Schluff-Folge
– 0,55 m	Schluff, feinsandig, humos, schwarzbraun	"
– 0,90 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, braun	"
– 1,20 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, graubraun	"
– 1,50 m	Schluff, feinsandig, graubraun	"
– 3,60 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, hell- bis weißgrau	"
– 6,80 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, grau	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 10,30 m	Fein- bis Mittelsand, grobsandig, schwach schluffig, schwach kiesig, hellgrau	"
– 13,20 m	Fein- bis Mittelsand, grobsandig, schwach kiesig, gelblichgrau	"
– 14,80 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, gelblichgrau	"
– 15,90 m	Kies, sandig, schwach schluffig, hellgrau	Knochenkies
– 16,30 m	Tonmergelstein, hellgrau	Unteres Untercampan (Emscher-Mergel)

#### Bohrung 5

Bezeichnung: I/12 b, Moese  
Lage: R 58 520, H 38 150; + 77,3 m NN  
Auftraggeber: Wasserwirtschaftsamt Lippstadt  
Zweck: Grundwassermeßstelle  
Bearbeiter: F. LOTZE, K. SKUPIN  
Bohrzeit: 1951

– 0,15 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, humos, braunschwarz	Mutterboden
– 0,90 m	Schluff, schwach feinsandig, gelblichgrau	Auenlehm
– 1,10 m	Schluff, schwach humos, sehr schwach feinsandig, dunkel- bis hellgrau	"

– 3,70 m	Schluff, stark humos bis torfig, schwach feinsandig, grau bis dunkelgrau	Auenlehm
– 4,00 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, hell- bis gelbgrau	Talsand
– 5,40 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, hell- bis gelbgrau	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 7,20 m	Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, schwach schluffig, gelbgrau	"
– 8,50 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, schwach grobsandig, schwach kiesig; einzelne nordische Geschiebe, grau	"
– 9,20 m	Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, schwach schluffig, gelbgrau	"
– 9,90 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, schwach grobsandig, schwach kiesig, gelblichgrau	"
– 11,35 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, grau	Oberer Schneckensand
– 12,60 m	Schluff, schwach feinsandig, hellgrau, einzelne Molluskenschalen	"
– 12,80 m	Kies, sandig, schluffig, gelbgrau	Unterer Schneckensand
– 13,25 m	Tonmergelstein, hellgrau	Unteres Untercampan (Emscher-Mergel)

## Bohrung 6

Bezeichnung: I/11 b, Feldmark Rietberg  
 Lage: R 60 600, H 39 580; + 78,0 m NN  
 Auftraggeber: Wasserwirtschaftsamt Lippstadt  
 Zweck: Grundwassermeßstelle  
 Bearbeiter: F. LOTZE, K. SKUPIN  
 Bohrzeit: 1951

– 0,85 m	verunreinigtes Bodenmaterial	künstliche Aufschüttung
– 1,10 m	Feinsand, schluffig, gelbbraun, braun- bis schwarzstreifig	Talsand
– 2,82 m	Schluff, feinsandig, hell- bis gelbgrau, mit schwarzen Flecken	"
– 2,85 m	Torf, schwarzbraun, mit Schilf- und Molluskenresten	"

– 3,50 m	Mittel- bis Feinsand, schwach schluffig, schwarz- bis grüngrau	Talsand
– 5,60 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, braungrau	"
– 8,50 m	Schluff, feinsandig, gelbgrau	Schluff-Folge
– 8,80 m	Mittel- bis Feinsand, schwach grobsandig, schwach schluffig, gelbgrau	"
– 9,20 m	Mittel- bis Grobsand, schwach schluffig, schwach feinsandig, schwach feinkiesig, hellgrau	Sand-Schluff-Wechselfolge
– 10,50 m	Grob- bis Mittelsand, schwach feinsandig, hellgrau	"
– 10,80 m	Grobkies (zum Teil Granit), grobsandig, hellgrau, zahlreiche Molluskenreste	Knochenkies
– 12,20 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, mit einzelnen Feinkieslagen, gelbgrau, zahlreiche Molluskenreste	"
– 12,60 m	Fein- bis Mittelkies, schwach sandig, Molluskenreste, Holzstücke	"
– 13,05 m	Grobkies, grau	"
– 13,80 m	Grobsand, kiesig, wechsellagernd mit Grob- und Feinkies, darunter zahlreiche Mergelgerölle, grau	"
– 14,38 m	Grobsand, stark tonig, mit einzelnen Plänerkiesen	"
– 14,55 m	Tonmergelstein, tonig verwittert, plastisch, zäh, mit einzelnen Geröllen, hellgrau	Unteres Unter campan (Emscher-Mergel)

## Bohrung 7

Bezeichnung: Lübbes, Schöning  
 Lage: R 63 190, H 38 540; + 80,5 m NN  
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW  
 Zweck: Kartierbohrung  
 Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie),  
 R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse)  
 Bohrzeit: 23. August 1993

– 2,30 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, hellgrau bis graubraun	Talsand
----------	---	---------

–	2,35 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, sandstreifig, graubraun	Talsand
–	2,65 m	Feinsand, schwach schluffig, graubraun	"
–	2,75 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, sandstreifig, graubraun	"
–	4,40 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, gelbgrau, wechsellagernd mit Schluff, schwach sandig, schwach tonig, graubraun, stellenweise schräggeschichtet oder periglazial verwürgt	Sand-Schluff-Wechselfolge
–	4,55 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, feingeschichtet, graubraun	"
–	4,80 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, graubraun	"
–	5,25 m	Schluff, feinsandig, in engem Wechsel mit Feinsand, schluffig, grau bis graubraun oder gelbgrau	"
–	5,30 m	Feinsand, schwach schluffig, graubraun	"
–	5,45 m	Schluff, schwach feinsandig, graubraun	"
–	6,65 m	Fein- bis Mittelsand, gelbgrau, mit zahlreichen dünnen Lagen aus Schluff, feinsandig, graubraun	"
–	6,80 m	Schluff, feinsandig, grau	"
–	8,25 m	Feinsand, schluffig bis stark schluffig, mit zahlreichen dünnen Lagen von Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, graubraun; stellenweise kleine Wellenrippeln, stellenweise periglazial gestört	
–	8,75 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, undeutlich geschichtet, graublau	Oberer Schneckensand
–	8,80 m	Fein- bis Mittelsand, gelbgrau	"
–	10,15 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, graublau, mit einzelnen Lagen aus Sand (1 – 2 cm), grau, im untersten Teil Wiesenmergel-Einlagerungen, weißgrau	"
–	10,86 m	Torf, schwach feinsandig, schwarzbraun	"
–	11,00 m	Schluff, schwach humos, dunkelgrau	"

– 11,05 m	Torf, schwach feinsandig, schwarzbraun	Oberer Schneckensand
– 11,15 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, humos bis schwach humos, dunkelgrau	”
– 11,65 m	Feinsand, schwach schluffig, in engständigem Wechsel mit Schluff, feinsandig, schwach tonig; stellenweise schwach humos, zum Teil schräg- oder kreuzgeschichtet, zum Teil etwas geflasert, kleine Wellenrippeln, grau bis graubraun	”
– 11,80 m	Torf, schwach feinsandig, schwarzbraun	”
– 12,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	”
– 12,25 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil Grobsand, mit einzelnen dünnen Lagen von Schluff, feinsan- dig, schwach tonig, dunkelgrau	”
– 12,55 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, grau bis dunkelgrau, mit eingelagerten Schichten aus Feinsand, schwach schluffig, kreuzgeschichtet, grau; bei 12,40 m Feinkieslage	”
– 13,10 m	Fein-, Mittel- und Grobsand, grau, mit einzel- nen dünnen Lagen von Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	Unterer Schneckensand
– 14,00 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalk- stein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau	”
– 14,05 m	Fein- bis Mittelsand, graubraun	”
– 14,40 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalk- stein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau, einzelne Schneckenschalen	”
– 14,50 m	Fein- bis Mittelsand, grau, im Wechsel mit Schluff, feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau	”
– 15,20 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau	”
– 15,30 m	Mittelkies, fein- bis grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, paläozoische Gerölle), sandig, grau, einzelne Tonlagen, dunkelgrau	”
– 15,80 m	Tonmergelstein, tonig zersetzt, dunkelgrau	Obersanton (Emscher-Mergel)
– 16,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	”



## Bohrung 8

Bezeichnung: Hornig, Westenholz  
Lage: R 62 660, H 36 260; + 83 m NN  
Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW  
Zweck: Kartierbohrung  
Bearbeiter: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie)  
Bohrzeit: 11. Juni 1990

– 0,30 m	Mittel- bis Feinsand, humos bis schwach humos, dunkel- bis schwarzbraun	Mutterboden
– 2,35 m	Mittel- bis Feinsand, grau bis gelbgrau oder gelbbraun	Flugsand
– 5,10 m	Mittelsand, feinsandig, stellenweise schwach schluffig, schwach grobsandig, flaserig geschichtet, gelbgrau bis gelbbraun oder grau; bei 5,00 m einzelne nordische Geschiebe	Talsand
– 6,60 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, grau bis grünlichgrau	Oberer Schneckensand
– 7,75 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, grau bis braungrau, wechsellagernd mit Schluff, schwach feinsandig, grau bis grüngrau	"
– 9,60 m	Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, zum Teil Schluffbänder, feingeschichtet, grau; ab 8,85 m vereinzelte Feinkieseinlagerungen (Plänerkalkstein), schräggeschichtet, grau	"
– 10,10 m	Schluff, schwach feinsandig, und Mittel- bis Feinsand, schwach schluffig, feingeschichtet, grau bis braungrau	"
– 13,15 m	Mittel-, Grobsand, Feinkies (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, grauackentartiger Sandstein, Lydit), grau bis braungrau	Unterer Schneckensand
– 16,40 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, vereinzelt Einlagerungen von Schlufflagen, grau bis braungrau; bei 16,20 m Kies (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, grauackentartiger Sandstein, Lydit)	"
– 16,65 m	Feinkies, mittelkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, grauackentartiger Sandstein, Lydit), sandig, an der Basis schluffig, grau bis braungrau	"

– 16,80 m	Schluff, feinsandig, schwach grobsandig, grau	Unterer Schneckensand
– 17,90 m	Mittelkies, stark feinkiesig bis grobsandig, zum Teil grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, grauackentartiger Sandstein, Lydit), grau bis gelblich-grau oder dunkelgrau	"
– 18,00 m	Tonmergelstein, tonig verwittert, grau bis dunkelgrau	Unteres Unter campan (Emscher-Mergel)

## Bohrung 9

Bezeichnung: Hagenhoff, Westenholz  
 Lage: R 64 280, H 35 310; + 102 m NN  
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW  
 Zweck: Kartierbohrung  
 Bearbeiter: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), K. RESCHER (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse)  
 Bohrzeit: 19. April 1989

– 0,50 m	Fein- bis Mittelsand, schwach humos, dunkel- bis schwarzbraun	Mutterboden
– 1,00 m	Fein- bis Mittelsand, hell- bis gelbgrau, eisenfleckig	Flugsand
– 2,50 m	Ton, stark sandig, schluffig, schwach kiesig oder steinig, einzelne nordische Geschiebe, zäh, grau bis graubraun, stellenweise rostfleckig, entkalkt	Grundmoräne (Geschiebelehm)
– 6,30 m	Mergel, sandig, schluffig, kiesig, steinig (Plänerkalkstein und nordische Geschiebe), sehr zäh, grau bis dunkelgrau	" (Geschiebemergel)
– 6,80 m	Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, flaserig geschichtet, grau bis dunkelgrau	Vorschütt sand und Beckenschluff
– 8,10 m	Fein- bis Mittelsand, stark schluffig, flaserig geschichtet, gelb- bis graubraun, rostfleckig	"
– 8,15 m	Schluff, feinsandig, hellgrau, rostfleckig	"
– 8,30 m	Feinsand, stark schluffig, gelbbraun	"
– 9,40 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, stellenweise undeutlich geschichtet, hellgrau bis gelbbraun; Eiskeilbildung	"
– 9,60 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig bis schwach schluffig, gelbgrau bis graubraun	"

– 11,40 m	Schluff, schwach feinsandig, zum Teil einzelne Sandlagen, grau- bis gelbbraun, stellenweise rostfarben; periglaziale Wickel- und Taschenstrukturen	Vorschütt sand und Beckenschluff
– 11,50 m	Mittel- bis Feinsand, grau- bis gelbgrau	"
– 12,20 m	Schluff, grau, wechsellagernd mit bis zu 4 cm dicken Sandlagen, grau bis gelbbraun, zum Teil deutlich geschichtet (Mikrowarvenschichtung)	"
– 13,60 m	Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Schlufflagen, gelbgrau bis gelbbraun	"
– 14,70 m	Schluff, hellgrau bis grau, wechsellagernd mit rostfarbenen Feinsandlagen, unterschiedlich deutlich geschichtet	"
– 15,10 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, graubraun	"
– 15,40 m	Schluff, graubraun, mit einzelnen dünnen Sandlagen, hellgrau	"
– 15,90 m	Mittel- bis Feinsand, hell- bis gelbgrau	"
– 26,00 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, grau bis dunkelgrau, mit einzelnen rostfarbenen Feinsand- und Feinkieslagen (Plänerkalkstein), zum Teil schwach humos	Oberer Schneckensand
– 27,00 m	Schluff, schwach tonig, humos, dunkelgrau-braun, ganz vereinzelt Schneckenschalenreste, stark kalkhaltig mit Carbonatkonkretionen	"
– 27,35 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil schwach schluffig, schwach feinkiesig, flaserig geschichtet, hellgrau bis gelbbraun	"
– 27,40 m	Schluff, hellgrau bis hellblaugrau	"
– 27,80 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil schluffig, grau bis hellgrau	"
– 28,00 m	Schluff, schwach tonig, schwach humos, grau bis grünlichgrau, mit einzelnen Schnecken-schalenresten	"
– 28,10 m	Mittel- bis Grobsand, feinsandig, graubraun	"
– 28,65 m	Fein- bis Mittelsand, zum Teil schluffig, schwach kiesig (Plänerkalkstein, Tonmergelstein), dunkelgrau; periglazial verformt	Unterer Schneckensand

– 28,67 m	Schluff, feinsandig, schwach humos, dunkelgrau Braun	Unterer Schneckensand
– 28,82 m	Fein- bis Mittelkies, schwach grobkiesig (Plänerkalkstein, Gault-Sandstein, grau wackelartiger Sandstein, Lydit, Hornstein), dunkelgrau	"
– 29,00 m	Tonmergelstein, grau bis grünlichgrau	Mittelsanton

## Bohrung 10

Bezeichnung: Sudhägerbruch, Mantinghausen  
 Lage: R 65 340, H 33 020; + 84,5 m NN  
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt NRW  
 Zweck: Kartierbohrung  
 Bearbeitung: J. ROTHER, K. SKUPIN (Schichtenaufnahme), K. RESCHER (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwerminerale)  
 Bohrzeit: 12. – 13. August 1992

– 2,00 m	Sand und Schluff, schwach humos, dunkel- bis gelbbraun marmoriert	Künstliche Aufschüttung
– 2,15 m	Fein- bis Mittelsand, grau Braun	Flugsand
– 2,20 m	Schluff, feinsandig, dunkelgrau bis dunkelgrau Braun, mit Holzkohlebröckchen, schwarz	(Alleröd-Horizont?)
– 5,45 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig (nordische Geschiebe), feingeschichtet, hell- bis dunkelgrau Braun	Talsand
– 5,65 m	Feinsand, schluffig, dunkelgrau Braun	Schluff-Folge
– 7,20 m	Mittel- bis Grobsand, schwach feinsandig, schwach kiesig (nordische Geschiebe), grau Braun	Knochenkies
– 9,00 m	Mittel- bis Grobsand, feinsandig, kiesig, hell- bis dunkelgrau Braun	"
– 9,30 m	Kies, stark sandig, nordische Geschiebe, gelbbraun	"
– 12,35 m	Schluff, schwach sandig, schwach tonig, humos bis schwach humos, dunkelgrau Braun bis schwarzbraun, vereinzelte Schneckenschalenreste von <i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	Oberer Schneckensand
– 12,90 m	Kies, sandig, schwach schluffig, grau bis dunkelgrau	Unterer Schneckensand

– 13,00 m	Schluff, schwach feinsandig, humos, dunkel- bis schwarzgrau	Unterer Schneckensand
– 16,10 m	Kies, sandig, schwach schluffig, grau bis hellgrau	"
– 16,45 m	Mittelsand, grobsandig, kiesig, mit einzelnen grauen Schluffeinlagerungen, grau	"
– 17,40 m	Kies, sandig, schluffig, tonig, hell- bis dunkelgrau	"
– 18,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Unteres Mittelsanton

## Bohrung 11

Bezeichnung: Gemeinschaftsprofil:

1. Brunnen 5, Lippstädter Fichten, Lippstadt

2. Bohrung 90/32

Lage:

1. R 56 260, H 29 670; + 77,5 m NN

2. R 56 210, H 29 690; + 77,0 m NN

Auftraggeber: Stadtwerke Lippstadt

Zweck: Grundwasserentnahme

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), G. VON DER BRELIE (Pollenanalyse),  
M. A. GEYH (<sup>14</sup>C-Datierung)

Bohrzeit: 1. 1974; 2. 1990

– 0,40 m	Fein- bis Mittelsand, humos, braun	Flugsand
– 4,80 m	Fein- bis Mittelsand, etwas Grobsand, schwach schluffig, hell- bis gelbgrau	Untere Niederterrasse
– 5,70 m	Schluff, feinsandig, grau bis gelbgrau	Auenlehm
– 6,00 m	Feinsand, mittel- bis grobsandig, schluffig, grau	Auensand, schluffig
– 6,20 m	Torf, schwarzbraun (11 720 ± 400 J. v. h.)	Alleröd-Horizont
– 10,70 m	Fein- bis Mittelsand, sehr schwach grobsandig, sehr schwach schluffig, grau	Talsand
– 12,00 m	Mittel- bis Grobsand, schwach feinsandig, schwach tonig, Lagen von Fein- bis Mittelkies, nach unten zunehmend, grau bis dunkelgrau	Knochenkies, Talkies
– 12,20 m	Schluff, tonig, mit organischen Lagen (Blätter, Holz), dunkel- bis schwarzgrau (27 620 ± 670 J. v. h.)	Denekamp-Interstadial
– 14,50 m	Tonmergelstein, dunkelgrau	Unteres Mittelsanton

# 11 Verzeichnis der Schriften und Karten

## Schriften

- ANDREE, J. (1927): Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **1926** (C): 14 – 28 u. 108 – 109, 3 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, D. (1978): Morphologisch-hydrologische Eigenheiten der Oberen Ems und Bemerkungen zur Flußgeschichte des Münsterlandes. – Mitt. geol. Ges. Essen, **8**: 99 – 108, 2 Abb.; Essen.
- ARNOLD, H. (1953 a): Kartierbericht zur geologischen Übersichtskartierung 1 : 25 000 der Blätter Mastholte (4216), Delbrück (4217), Lippstadt (4316) und Geseke (4317). – 88 S., 47 Abb.; Krefeld. – [Unveröff.]
- ARNOLD, H. (1953 b): Das südliche Münsterland als Schnittflächen-Landschaft. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 529 – 531, 1 Abb.; Hannover.
- ARNOLD, H. (1960): Geologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4310**: 9 – 126, 5 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 a): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 487 – 494, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 b): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 599 – 610, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 c): Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 1 – 14, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P., & VÖGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Erl., **C 4314**: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H., & BODE, H., & WORTMANN, H. (1960), mit Beitr. von KARRENBERG, H., & TEICHMÜLLER, R.: Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4310**: 324 S., 29 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 59 – 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1913): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. – Z. dt. geol. Ges. (Jg. 1912), (B) **64** (3): 155 – 177, 3 Abb.; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72** (Abh.): 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.

- BERTELSMEIER, E. (1942): Bäuerliche Siedlung und Wirtschaft im Delbrücker Land. – Diss. Univ. Münster: 151 S., 29 Abb., 27 Tab.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- BETZ, D., & FÜHRER, F., & GREINER, G., & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – *Tectonophysics*, **137**: 127 – 170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BIRKELUND, T., & HANCOCK, J. M., & HART, M. B., & RAWSON, P. F., & REMANE, J., & ROBASZYSKI, F., & SCHMID, F., & SURLYK, F. (1984): Cretaceous stage boundaries – Proposals. – *Bull. geol. Soc. Denm.*, **33**: 3 – 20; Copenhagen.
- BOIGK, H., & DIETZ, C., & GRAHLE, H.-O., & HOFFMANN, K., & HOLLSTEIN, W., & KÜHNE, F., & RICHTER, W., & SCHNEEKLOTH, H., & WAGNER, R. (1960), mit Beitr. von HILTERMANN, H., & MÜHLEN, W. VON ZUR: Zur Geologie des Emslandes. – *Beih. Geol. Jb.*, **37**: 419 S., 51 Abb., 43 Tab., 5 Taf., 5 Kt.; Hannover.
- BÖKE, E. (1963): Rupturen in Kreide und Karbon am Südrand des Kreidebeckens von Münster. – *Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf.*, **1315**: 58 S., 40 Abb., 2 Tab., 2 Anl.; Köln, Opladen.
- BÖSE, M. (1990): Ice wedges and aeolian deposits in the Lowlands between Rhine and Vistula as palaeoclimatic indicators for the Upper Pleniglacial and Late Glacial. – *Geol. Tutkimuskeskus, opas*, **31**: 99 – 101; Espoo. – [Field Conf. Norway – Sweden – Finland, 1990, Exc. and Abstr.]
- BRANDT, K. (1950): Über das Alter der Dünen im unteren Lippegebiet. – *Natur u. Heimat*, **10** (3): 1 – 7, 9 Abb.; Münster/Westf.
- BRAUN, F. J. (1950): Geologisch-bodenkundliche Betrachtungen über die Umgebung von Emsdetten. – *Emsdettener Heimatbl.*, **18**: 9 – 13, 1 Abb.; Emsdetten.
- BRAUN, F. J., & DAHM-ARENS, H., & BOLSENKÖTTER, H. (1968), mit Beitr. von ANDERSON, H. J., & ARNOLD, H., & HINZ, P., & HOYER, P., & SCHNELL, K., & SIEBERT, G., & VOGLER, H., & WERNER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt, A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übers.-Kt. Nordrhein.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4302**: 180 S., 14 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- BRINKMANN, R. (1935): Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. – *Geol. Rdsch.*, **26**: 124 – 127, 2 Abb.; Berlin.
- BÜKER, R. (1940): Ein aufschlußreiches Bodenprofil im Emstal. – *Natur u. Heimat*, **2**: 22 – 24, 1 Abb.; Münster/Westf.
- BURRICHTER, E. (1952): Wald- und Forstgeschichtliches aus dem Raum Iburg. – *Natur u. Heimat*, **12** (2): 33 – 45, 3 Abb.; Münster/Westf.
- CHRISTODOULIDES, A. (1977): Simulation des natürlichen Grundwasserhaushalts und seiner Beeinflussung durch Grundwasserentnahmen im oberen Lippegebiet zwischen Mantinghausen und Delbrück. – Diss. Univ. Münster: 160 S., 31 Abb., 8 Tab., 5 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- 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.

- COLIN, H., & MERTENS, H. (1970), mit Beitr. von BUTZKE, H., & FOERSTER, E.: Erläuterungen zu Blatt 4216 Mastholte. – Bodenk. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4216**: 84 S., 6 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- CORRENS, C. W. (1968): Einführung in die Mineralogie, 2. Aufl. – 458 S., 391 Abb., 1 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- DAHME-ARENS, H. (1970): Die quartären Sande im nördlichen Westfalen und ihre Bodenbildungen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **10**: 318 – 322; Göttingen.
- Deutscher Bäderverband e. V. und Deutscher Fremdenverkehrsverband e. V. [Hrsg.] (1991): Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen, 10. Aufl. – 69 S.; Bonn.
- DIENEMANN, W. (1941): Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 384 – 392, 1 Abb.; Berlin.
- DIN 1054 (1976): Baugrund, zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl. – 30 S., 15 Abb., 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18300 (1992): VOB – Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4049 (1994): Hydrologie, Tl. 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung. – Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Tl. 1. – Berlin, Köln (Beuth).
- DÖRHÖFER, G., & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 27**: 45 – 65, 13 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77** (1): 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DUBBER, H. J. (1982): Paläoböden im westfälischen Tief- und Hügelland. – Geol. Jb., **F 14**: S. 226; Hannover.
- DUPHORN, K. (1976): Kommt eine neue Eiszeit? – Geol. Rdsch., **65**: 845 – 864, 6 Abb.; Stuttgart.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. – Schr.-R. geol. Wiss., **2**: 263 S., 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf.; Berlin (Akademie-Verl.).



- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale – Elbe-Gebietes. – *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **1**: 171 S., 67 Abb., 42 Taf., 4 Tab.; Altenburg.
- ERNST, G. (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der BelemnitenGattung *Gonoteuthis* BAYLE aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan. Ein Beitrag zur variationsstatistischen Bearbeitung von Belemniten. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **7**: 113 – 174, 24 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- ERNST, G., & SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig – Hannover. – In: *Aspekte der Kreide Europas*. – *Internat. Union geol. Sci.*, (A) **6**: 11 – 46, 15 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G., & SCHMID, F., & SEIBERTZ, E. (1983), unter Mitarb. von KELLER, S., & WOOD, C. J.: Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – *Zitteliana*, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- FIEGE, K. (1950): Das Raseneisenerz Schleswig-Holsteins. – *N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Mh.*, **1950**: 219 – 237, 1 Abb.; Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – VIII + 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **2**, Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., 18 Abb., 39 Tab.; Jena (Fischer).
- FLOHN, H. (1969): Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 204 – 231, 8 Abb.; Öhringen.
- FRICKE, K., & WEVELMEYER, W. (1960): Neue Thermal-Sole-Bohrung in Bad Waldliesborn, 900 m tief. – *Heilbad u. Kurort*, **12**: 158 – 162, 3 Abb.; Gütersloh.
- FRIEBE, A. (1993): Sächsische Gesteinsnamen, Herkunft, Bedeutung und Weiterentwicklung. – *Z. geol. Wiss.*, **21**(5/6): 485 – 493, 7 Abb.; Berlin.
- FRIEG, C., & HISS, M., & KAEVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **181** (1 – 3): 325 – 363, 9 Abb.; Stuttgart.
- FRIEG, C., & HISS, M., & MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): *Sediment-Petrologie*, **II**, Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. – 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GIERS, R. (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland. Fazies, Stratigraphie und Lagerung. – *Beih. geol. Jb.*, **34**: 148 S., 12 Abb., 4 Taf., 39 Prof.; Hannover.
- GOLDRING, R., & LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and nearshore clastic facies in the Devonian. – *Spec. pap. Palaeont.*, **23**: 81 – 97, 10 Abb., 1 Taf.; London.

- GRABERT, H. (1972): FRANZ LOTZE. – Decheniana, **125** (1/2): 1 – 5, 1 Taf.; Bonn.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 16 – 25; Öhringen.
- GÜNTHER, D. W. (1977): Die Sand- und Kiesabgrabungen nordöstlich von Lippstadt. – Schriftl. Hausarbeit im Rahmen der 1. Staatsprüfung für das Lehramt Sek. I Gesamthochschule Paderborn, Fach Geographie: VII + 101 S., 12 Abb., 5 Kt.; Paderborn.
- HAASE, G., & LIEBEROTH, J., & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. Periglazial – Löß – Paläolithikum in der Deutschen Demokratischen Republik. – Petermanns geogr. Mitt., Erg.-H., **274**: 99 – 212, 41 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Gotha, Leipzig.
- HAMBLOCH, H. (1958): Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. – Erdkunde, **12**: 128 – 132, 4 Abb.; Bonn.
- HAMMEN, T. VAN DER (1951): Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. – Leidse geol. Meded., **17**: 71 – 183; Leiden.
- HANCOCK, J. M. (1991): Ammonite scales for the Cretaceous System. – Cretaceous Res., **12**: 259 – 291, 12 Tab.; London.
- HARLAND, W., & ARMSTRONG, R. L., & COX, A. V., & CRAIG, L. E., & SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. – 263 S., 210 Abb., 26 Tab.; Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney (Cambridge Univ. Press).
- HEDEMANN, H.-A., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 141, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HERGET, J. (1996): Zur Entwicklung des Lippetals. – Diss. Ruhr-Univ. Bochum: 217 S., 59 Abb., 8 Tab.; Bochum. – [Unveröff.]
- HESEMANN, J. (1930): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? – Sitz.-Ber. geol. L.-Anst., **5**: 188 – 196; Berlin.
- HESEMANN, J. (1939): Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **31** (2): 247 – 285, 3 Abb.; Bremen.
- HESEMANN, J. (1950 a): Über das Flußsystem der Ur-Ems im nördlichen Münsterland und seine Bedeutung als Grundwasserspeicher. – Tiefbohrtechn., Brunnenbau, **1**: 207 – 210, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- HESEMANN, J. (1950 b): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., **64**: 633 – 641, 2 Abb.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956** (2): 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15 – 18, 2 Abb.; Köln.
- HESEMANN, J. (1969): Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1969**: 530 – 534, 3 Tab.; Stuttgart.

- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**: 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). –
- HIJSZELER, G. C. W. J. (1955): De Laag van Usselo. Een archaeologisch-palynologisch onderzoek van een vindplaats van vuurstenen vorwerpen in het Usselerveen, Gem. Enschede. – Grundboor en Hamer, **2**: 29 – 40, 5 Abb.; Maastricht.
- HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299 – 338, 1 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- HINZE, C., & JERZ, H., & MENKE, B., & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quaritärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geol. Jb., **A 112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HISS, M. (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. – Diss. Univ. Münster: 337 S., 54 Abb., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster/Westf.
- HISS, M. (1982): Lithostratigraphie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 59 – 135, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster/Westf.
- HISS, M. (1989), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & JÄGER, B., & MICHEL, G., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4417 Büren. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4417**: 152 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HISS, M. (1995), mit Beitr. von ELFERS, H., & GROSS-DOHME, B., & SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu Blatt 3808 Heek. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3808**: 180 S., 13 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HISS, M., & SPEETZEN, E. (1986): Transgressionssedimente des Mittel- bis Oberalb am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1986** (11): 648 – 670, 9 Abb.; Stuttgart.
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 4. Aufl. – 396 S., 109 Abb., 39 Tab.; Stuttgart.
- HOFMANN, M. (1991): Naturräume und naturräumliche Grenzen im südöstlichen Westfalen. – Spieker, **35**: 7 – 24, 3 Kt.; Münster/Westf.
- HOYER, P. (1964): Das Gewässernetz des Münsterlandes als Abbild posthumer Bewegungen an variscischen Großstrukturen. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 238 – 243, 2 Abb.; Hannover.
- 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.
- JOSOPAIT, V., & LILICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre Kartendarstellung im Maßstab 1 : 200 000 unter Verwendung von geologischen und bodenkundlichen Karten. – Dt. gewässerkdl. Mitt., **19**: 132 – 136, 3 Abb.; Koblenz.

- KAEVER, M., & LOMMERZHEIM, A. (1991): Die Bohrung Metelen 1001, Stratigraphie, Palökologie und Fazies zyklischer Sedimente des Campans im nordwestlichen Münsterland (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 267 – 284, 9 Abb.; Erlangen.
- KAHRS, E. (1912): Aus den Museen der Stadt Essen: Prähistorische Funde im Industriegebiet. – In: Essens Entwicklung 1812 – 1912: 61 – 63, 1 Abb.; Essen (Fredebeul u. Koenen).
- KAISER, A. (1993): Zur Geschichte der Ems. Natur und Ausbau. – Veröff. Kreisarchiv Gütersloh, Reihe 1, **1**: 177 S., 117 Abb., 3 Kt.; Rheda-Wiedenbrück.
- KALTERHERBERG, J., & KÜHN-VELTEN, H. (1967): Klüfte und Talrichtungen des südöstlichen Münsterlandes. – Geol. Rdsch., **56**: 726 – 748, 13 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), **2**, Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth, Halle/Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **32**: 125 – 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.
- KAPLAN, U., & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), **1**, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U., & KELLER, S., & WIEDMANN, J. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenoman. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KAPLAN, U., & KENNEDY, W. J. (1994): Ammoniten des Westfälischen Coniac. – Geol. u. Paläont. Westf., **31**: 155 S., 7 Abb., 43 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U., & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und die Feinstratigraphie des hohen Ober-Cenoman im Hesseltal bei Halle in Westfalen (NW-Deutschland). – Veröff. Naturkd.-Mus. Bielefeld, **5**: 20 S., 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- KARRENBURG, H. (1973), unter Mitarb. von BOLSENKÖTTER, H., & FRICKE, K., & HILDEN, H. D., & KAMP, H. VON: Die Entwicklung der Hydrogeologie im Bereich des Geologischen Staatsdienstes in Nordrhein-Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 199 – 220, 5 Abb.; Krefeld.
- KEILHACK, K. (1906): Ergebnisse von Bohrungen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **27**: 531 – 680; Berlin.
- KELLER, G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. – Z. dt. geol. Ges., **101**: 86 – 92, 3 Abb.; Hannover.
- KENNEDY, W. J. (1984): Ammonite faunas and the 'standard zones' of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. – Bull. geol. Soc. Denm., **33**: 147 – 161, 6 Tab.; Copenhagen.
- KENTER, E. (1954): Bergbau im Lande Lippe. – 72 S., 1 Tab.; Detmold (Tölle & Co.).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991]

- KOCH, M., & MICHEL, G. (1972), mit Beitr. von SCHRÖTHER, R., & VOGEL, K.: Erläuterungen. – Hydrogeol. Kt. Kreis Paderborn 1 : 50 000, Erl.: 84 S., 15 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KOCH, M., & MICHEL, G. (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Hydrogeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314**: 109 S., 22 Abb., 18 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., **A 38**: 11 – 123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- KRAMM, E., & MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 39 – 44, 2 Abb.; Öhringen.
- KREBS, W. (1982): Das Altpaläozoikum des Lippstädter Gewölbes und seine regional-geologische Stellung in den Kaledoniden Mitteleuropas. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 201 – 222, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KUKLA, G. (1978): The classical european glacial stages: correlation with deep-sea sediments. – Trans. Nebraska Acad. Sci., **6**: 57 – 93, 15 Abb., 3 Tab.; Lincoln.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- LANG, H. D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlösses im Raum Wittingen-Hankensbüttel. – Z. dt. geol. Ges., **125**: 269 – 276, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LENZ, A. (in Vorber.), mit Beitr. von GAWLIK, A., & PAHLKE, U., & MILBERT, G.: Erläuterungen zu Blatt 4116 Rietberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4116**; Krefeld.
- LEUCHS, W. (1988): Vorkommen, Abfolge und Auswirkungen anoxischer Redoxreaktionen in einem pleistozänen Porengrundwasserleiter. – Bes. Mitt. dt. gewässerkd. Jb., **52**: 106 S., 40 Abb., 6 Tab.; Düsseldorf.
- LEUTERITZ, K. (1982): Die Bohrung Bad Sassendorf 15. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 187 – 199, 1 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichsel-Eiszeit im norddeutschen Tiefland. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **93**: 69 – 94, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1930): Zur Altersfrage des Lippstädter Faustkeils. – Mannus, **22**: 71 – 73, 2 Abb.; Leipzig.
- LOTZE, F. (1949): Das Alter der Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe. – Natur u. Heimat, **9** (3): 7 S., 1 Abb.; Münster/Westf.
- LOTZE, F. (1951): Das Diluvium der Delbrücker Höhe im Zwischengebiet zwischen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1951**: 193 – 201, 4 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1953): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens XXI. Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953**: 306 – 311, 1 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens XIX. Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953**: 145 – 152, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozpr. ušted. Ustavu geol., **31**: 374 S., 91 Abb., 32 Taf.; Prag.
- LOŽEK, V. (1965): Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 61 – 75, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- LÜDERS, R. (1965): Zur Entstehung von Raseneisenstein im Emstal bei Meppen. – Geol. Jb., **83**: 221 – 234, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auenlehms im Flußgebiet der Weser. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 39 – 50, 4 Abb.; Öhringen.
- MAAS, H. (1952): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Diss. Univ. Münster: 83 S., 10 Abb., 7 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.
- MAASJOST, L. (1933): Landschaftscharakter und Landschaftsgliederung der Senne. – Diss. Univ. Münster: 69 S., 24 Abb., 3 Kt.; Emsdetten (H. & J. Lechte).
- MEISEL, S. (1959): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 98 Detmold. – Geogr. Landesauñ. 1 : 200 000, naturräuml. Gliederung Dtschld., **98**: 40 S., 1 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- MENZEL, H. (1912): Die Quartärfaua des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirkes. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **64** (3): 177 – 200, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- MERKT, J. (1968): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. – Geol. Jb., **86**: 107 – 112, 1 Taf.; Hannover.
- MERTENS, H. (1972): Die Böden des Kreises Wiedenbrück. Mit einer Einführung in die geologischen Verhältnisse. – 28 S., 4 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Sennestadt (Küster).
- MERTENS, H. (1982): Paläoböden im Paderborner Raum. – Geol. Jb., **F 14**: 217 – 218, 1 Abb.; Hannover.
- MERTENS, H., & BOLSENKÖTTER, H. (1970): Abflußverhältnisse an der Wasserscheide zwischen Ems und Lippe im Raum Rietberg – Mastholte aus heutiger und früherer Sicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 379 – 392, 2 Abb.; Krefeld.
- MERTENS, H., & WILL, K.-H. (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Bodenkt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314**: 100 S., 2 Abb., 7 Tab.; Krefeld.
- MESTWERDT, A. (1926): Erläuterungen zu Blatt 3916 Halle (Westf.). – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3916**: 41 S., 1 Tab.; Berlin.
- MEYER, H.-H. (1986): Steinsohlen – ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 61 – 73, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D., & SCHMID, F., & WOLBURG, J. (1977), mit Beitr. von HEDEMANN, H.-A., & KOSMAHL, W., & LEBKÜCHNER, H., & PETERS, H. G., & ROESCHMANN, G., & SCHÖNEICH, H., & SCHÜTTE, H., unter Mitarb. von BERTRAM, H., & GRAMANN, F., & REUTER, G., & SCHLENKER, B.: Erläuterungen zu Blatt 3610 Salzbergen. – Geol. Kt. Niedersachs. 1 : 25 000, Erl., **3610**: 111 S., 5 Tab., 1 Taf., 3 Kt.; Hannover.

- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. – Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **1239**: 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl.; Köln, Opladen.
- MICHEL, G. (1968): Grundwasser vom Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Typ im Nordosten des Münsterschen Beckens (Nordrhein-Westfalen). – Bohrtechn., Brunnenb., Rohrleitungsb., **19**: 5 – 14, 3 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- MICHEL, G. (1983 a): Die Sole des Münsterländer Kreide-Beckens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 139 – 159, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- MICHEL, G. (1983 b): Sole im Münsterland – woher, wohin? – Heilbad u. Kurort, **35**: 66 – 76, 7 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Gütersloh.
- MICHEL, G. (1994): Wie kommt die Sole ins Revier? – Mitt. geol. Ges. Essen, **12**: 65 – 81, 5 Abb.; Essen.
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.). – Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 117 – 128, 7 Abb.; Stuttgart.
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, **14**: 302 S., 17 Tab., 1 Kt., 1 Kt.-Bd.; Münster/Westf.
- NIEDERMEIER, G. (1967): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der westfälischen Oberkreide-Mulde (Literaturbericht 1945 – 1966). – Zbl. Geol. u. Paläont., **1966**: 1980 – 1999; Stuttgart.
- NOLLAU, G. (1970): Raseneisenerz, Weißeisenerz und Vivianit im Niederungsmoor des Emslandes. – Aufschluß, **21**: 311 – 318, 4 Abb.; Stuttgart.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachholtz).
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385 – 422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- PAPROTH, E., & TEICHMÜLLER, R. (1961): Die paläogeographische Entwicklung der subvariscischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons. – Congr. Avancem. Ét. Strat. Géol. Carbonif., 4., 1958, Heerlen, C. R., **2**: 471 – 491, 16 Abb.; Maastricht.
- PIOTROWSKI, J. A. (1992): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – Geowissenschaften, **10**: 100 – 108, 10 Abb., 1 Tab.; Weinheim.
- PLAUMANN, S. (1982): Gravimetrische Untersuchungen im Bereich der magnetischen Anomalie von Soest-Erwitte. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 341 – 352, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. – Naturwissenschaften, **35**: 269 – 276 u. 307 – 312; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- POTTHOFF, G. (1988): Das Raseneisenerz der Senne lieferte den Rohstoff für die Holter Eisenhütte. – Heimat-Jb. Kreis Gütersloh, **1989**: 63 – 67, 8 Abb.; Gütersloh.

- REINECK, H.-E., & SINGH, I. B. (1973): Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics. – 439 S., 579 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RICHTER, K. (1968): Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 262 – 267; Öhringen.
- RÖHRS, H. (1992): Erz und Kohle. Bergbau und Eisenhütten zwischen Ems und Weser. – 263 S., 147 Abb.; Ibbenbüren (Ibbenbürener Vereinsdruckerei).
- ROSE, H., & RADCEWSKI, O. E. (1949): Über den Unterschied der weißen und roten Plänerkalke von Söhlde bei Hildesheim. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Mh., (A) **1949**: 261 – 265; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156** (1): 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- SAKAUTZKY, H. (1965): Die Rietberger Fischteiche. Geschichtliches – Vegetation – Tierwelt. – In: MÖBIUS, G.: Die Vogelwelt der Rietberger Fischteiche. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld **17** (1962/1964): 146 – 221, 1 Abb.; Bielefeld.
- SCHLÜTER, C. (1871 – 1872): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 1. – Palaeontographica, **21** (1 – 5): 1 – 120, 35 Taf.; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1876 a): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, 2. – Palaeontographica, **24** (1 – 4): 1 – 144, 20 Taf.; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1876 b): Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**: 457 – 518, 1 Tab.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **77**: 226 – 234, 3 Abb.; Berlin.
- SCHMIEDER, S. (1978): Mit Mühe den Bohrturm gefaßt „Quelle anderen überlegen“. – Heimatbl., Organ heimatl. Belange Lippstadt u. Umgeb., **58** (3): 17 – 29, 8 Abb.; Lippstadt.
- SCHMIERER, T. (1933): Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück und ihre Fauna. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 695 – 700; Berlin.
- SCHMITZ, R.-W. (1990): Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop/Westfalen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**: 107 – 110, 3 Abb.; Hannover.
- SCHNEEKLOTH, H., & SICKENBERG, O. (1968): Probleme der Interglazial-Forschung in Nordwestdeutschland. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 368 – 369; Hannover.
- SCHNEIDER, H. (1964): Geohydrologie Nordwestfalens. – 164 S., 278 Abb.; Berlin (R. Schmidt).
- SCHÖNFELD, J. (1985 a): Gliederung, Alter und Fossilführung des Oberkreidemergels von Westerwiehe (Ostwestfalen). – Dipl.-Arb. Univ. Kiel: 148 S., 60 Abb., 4 Taf., 4 Kt.; Kiel. – [Unveröff.]
- SCHÖNFELD, J. (1985 b): Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santonemergels von Westerwiehe (Ostwestfalen). – Geol. u. Paläont. Westf., **5**: 7 – 50, 28 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.



- SCHROEDER, M., & ANEMÜLLER, M., & RAKOSI, D. (1978): Das Grundwasserlysimeter Boke. – Wasserwirtschaft, **68**: 15 – 20, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- SCHULTE, H. (1937): Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. – Abh. westf. Prov.-Mus. Naturkde., **8** (1): 58 S., 2 Abb., 2 Taf.; Münster/Westf.
- SCHULZ, M. G. (1985): Die Evolution der Echiniden-Gattung *Galerites* im Campan und Maastricht Norddeutschlands. – Geol. Jb., **A 80**: 3 – 93, 14 Abb., 15 Taf.; Hannover.
- SCHULZ, M. G., & ERNST, G., & ERNST, H., & SCHMID, F. (1984): Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf – Krons Moor – Hemmoor): Definitions and proposals. – Bull. géol. Soc. Denm., **33**: 203 – 215, 4 Abb.; Copenhagen.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 250 – 261, 7 Abb.; Öhringen.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit, 3. Aufl. – 380 S., 151 Abb., 41 Tab.; Stuttgart (Enke).
- SCHWARZBACH, M. (1976): Temperatur-Änderungen in der Erdgeschichte. – Geol. Rdsch., **65**: 820 – 844, 8 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW-Deutschland). – Newsl. Stratigr., **8** (1): 3 – 60, 34 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SEITZ, O. (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. – Paläont. Z., **30** (Sonderh.): 3 – 6, 1 Tab.; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland, Tl. 1, Die Untergattungen *Platyceramus*, *Cladoceramus* und *Cordiceramus*. – Beih. geol. Jb., **46**: 186 S., 39 Abb., 15 Taf.; Hannover.
- SEITZ, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland, Tl. 2, Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus* J. BÖHM. – Beih. geol. Jb., **69**: 194 S., 11 Abb., 46 Tab., 26 Taf.; Hannover.
- SEITZ, O. (1970): Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. 1. Die Gruppe des *Inoceramus subquadratus* SCHLÖTER und der Grenzbereich Coniac/Santon. 2. Die Muntigler Inoceramenfauna und ihre Verbreitung im Ober-Campan und Maastricht. – Beih. geol. Jb., **86**: 171 S., 12 Abb., 28 Taf.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., **A 3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-)Glazial. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **47**: 1 – 51, 1 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. – Westf. geogr. Stud., **36**: 11 – 20, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.

- SERAPHIM, E. TH. (1985): Dünen, Flugsanddecken und Löß. – In: Geographische Kommission für Westfalen, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.]: Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung. – Geogr.-landeskdl. Atlas Westf., (II) 1 (2): 1 – 21, 4 Abb.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- SERAPHIM, E. TH. (1986): Spätglazial und Dünenforschung. Eine kritische Erörterung des spätglazialen Luftdruck-Wind-Systems H. POSERS. – Westf. geogr. Stud., **42**: 119 – 136, 2 Abb.; Münster/Westf.
- SIEGFRIED, P. (1982): Skeletteile des pleistozänen Moschusochsen aus Westfalen. – Paläont. Z., **56** (1/2): 125 – 130, 6 Abb.; Stuttgart.
- SKUPIN, K. (1982 a): Weichselzeitliche und frühholozäne Bodenbildungen im östlichen Münsterland. – Geol. Jb., **F 14**: 219 – 221, 1 Abb.; Hannover.
- SKUPIN, K. (1982 b), mit Beitr. von MERTENS, H., & MICHEL, G., & SEIBERTZ, E., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4218**: 140 S., 19 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4217**: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1985), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4317 Geseke. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4317**: 155 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1987), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4117 Verl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4117**: 114 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1989), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & VIETH-REDEMANN, A., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4418 Wünnenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4418**: 151 S., 15 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1990): Gesteinsausbildung und Stratigraphie eines Kreide-Vorkommens nordöstlich von Augustdorf/Senne (Nordrhein-Westfalen). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 287 – 301, 5 Abb.; Stuttgart.
- SKUPIN, K. (1991): Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – Spieker, **35**: 55 – 63, 1 Abb., 1 Tab., 4 Prof.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1994 a): Zur Flußgeschichte von Alme, Lippe und Ems im östlichen Münsterland. – Tag. dt. Quartärverein. (DEUQUA), 27., 1994, Leipzig: 48 – 49; Leipzig.
- SKUPIN, K. (1994 b): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 41 – 72, 14 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1995), mit Beitr. von JÄGER, B., & MICHEL, G., & SCHNEIDER, F. K., & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4316**: 162 S., 18 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K., & SPEETZEN, E., & ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

- SKUPIN, K., & STAUDE, H. (1995): Quartär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie im Münsterland: 71 – 95, 10 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- SLOTTA, R. (1986): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland, **5**, Der Eisensteinbergbau, Tl. 1. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **38**: XXI + 1151 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.
- SMOLKA-BEST, H. (1989): Die Ur- und Frühgeschichte des Rietberger Raumes. – In: HANSCHMIDT, A. [Hrsg.]: 700 Jahre Rietberg 1289 – 1989. Beiträge zu ihrer Geschichte: 15 – 36, 12 Abb.; Rietberg.
- SPEETZEN, E. (1980): Alterseinstufung der Oberen Niederterrasse. – In: Vorträge u. Exkursionen der 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Münster. – Westf. geogr. Stud., **36**: 170 – 171; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, **1**. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf. (Westf. Mus. Archäol.).
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschlands) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- STACKEBRANDT, W., & FRANZKE, H. J. (1989): Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere. – The activity of some fracture zones in Central Europe. – Z. geol. Wiss., **17**: 699 – 712, 8 Abb.; Berlin.
- STAUDE, H. (1982), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J., & KOCH, M., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3812 Ladbergen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3812**: 84 S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1984), mit Beitr. von KOCH, M., & VOGLER, H., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3912 Westbevern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3912**: 91 S., 6 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1986), mit Beitr. von ADAMS, U., & DUBBER, H.-J., & KOCH, M., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3911 Greven. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3911**: 137 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1988), mit Beitr. von ADAMS, U., & KOCH, M., & VOGLER, H., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3913 Ostbevern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3913**: 95 S., 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STEUSLOFF, U. (1934): Das Periglazial des Jungdiluviums im Emscher- und Lippetal. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **1932/1933**: 17 – 25, 1 Abb.; Berlin.
- STEUSLOFF, U. (1941): Brodelböden aus zwei Eiszeiten in der Umgebung von Haltern (Westfalen). – Z. Geschiebeforsch. u. Flachlandsgeol., **17**: 5 – 16, 10 Abb.; Leipzig.
- STEUSLOFF, U. (1951): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und der Lippe. – Abh. Landesmus. Naturkde., **14** (2): 47 S., 6 Abb., 3 Tab.; Münster/Westf.
- STÖBER, C. (1971): Die Boker Heide in Vergangenheit und Gegenwart. – 115 S., 23 Abb., 1 Kt.; Paderborn (Schöningh).

- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – LWA-Schr.-R., **45**: 71 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt., 1 Anh.; Düsseldorf.
- THIERMANN, A. (1968), mit Beitr. von REHAGEN, H.-W., & SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke/3708 Gronau u. 3709 Ochtrup. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3707/3708** u. **3709**: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1970), mit Beitr. von KOCH, M., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3711**: 120 S., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. – Centenaire Soc. géol. Belg.: 35 – 51, 8 Abb.; Liège (Soc. géol. Belg.).
- THIERMANN, A. (1983), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3613 Westerkappeln. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3613**: 144 S., 16 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. – Westf. geogr. Stud. **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster/Westf.
- THOME, K. N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 116 – 138, 2 Abb.; Stuttgart.
- TIBORSKI, K. (1986): Der Boker-Heide-Kanal. – Techn. Naturdenkmale in Westf., **6**: 22 S., mehrere Abb.; Münster/Westf.
- TIETZE, O. (1907): Über das Alter des Emstalsandes. – Z. dt. geol. Ges., **59**: 132 – 134; Stuttgart.
- TIETZE, O. (1914): Zur Geologie des mittleren Emsgebietes; vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **33** (2): 108 – 200, 11 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- TRÖGER, K.-A. (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsl. Stratigr., **9** (3): 139 – 156, 8 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous Inoceramid Biostratigraphy and Paleobiogeography in Europe and Western Asia. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys. – Proceedings 3rd Intern. Cretaceous Symp., Tübingen 1987: 911 – 930, 8 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- UNLAND, W. (1976): Bestimmung der Grundwasserneubildung und Infiltration in der Nähe der Wasserwerke der Stadt Lippstadt unter Anwendung numerischer Modelle. – Diss. Univ. Münster: 183 S., 46 Abb., 13 Tab.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- UNLAND, W. (1979): Bestimmung der Grundwasserneubildung und Infiltration in Nähe der Wasserwerke der Stadt Lippstadt unter Anwendung numerischer Modelle. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **48**: 144 S., 57 Abb., 13 Tab.; Münster/Westf.

- VERDENHALVEN, F. (1968): Alte Maße, Münzen und Gewichte aus dem deutschen Sprachgebiet. – 54 S.; Neustadt/Aisch (Degener & Co.).
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. – Mitt. geol. Inst. TH Hannover, **5**: 99 S., 35 Abb.; Hannover.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformationen der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146 – 275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge von Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzenden Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114** (2): 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – Geol. Jb., **82**: 705 – 754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WALLISER, O. H., & MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfs im Devon. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166**: 3 – 18, 4 Abb.; Stuttgart.
- WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- WEGNER, T. (1927): Geologie der Münsterschen Ebene. – Westfalenland, **4**: 1 – 44, 21 Abb.; Paderborn (Schöningh).
- WEHRLI, H. (1941): Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen in der Münsterschen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 114 – 127, 4 Abb.; Berlin.
- WEIN, N. (1971): Auesande im Tal der Ems. – N. Arch. Niedersachs., **20** (4): 336 – 347, 8 Abb.; Göttingen.
- WELLMANN, P. (1990): Aufbau und Genese des Saale-eiszeitlichen Sedimentkörpers von Krankenhagen-Möllenbeck. – Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kartierung Univ. Hannover: 84 S., 45 Abb., 1 Tab., 13 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- WERNER, H. (1951), mit Beitr. von SCHMITZ, H.: Zur Entstehung der Schleswig-Holsteinischen Raseneisenerze. – Schr. naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst., **15**: 138 – 141, 3 Abb.; Kiel.
- WIEDMANN, J., & KAPLAN, U., & LEHMANN, J., & MARCINOWSKI, R. (1989): Biostratigraphy of the Cenomanian of NW Germany. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.], Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd Intern. Cretaceous Symp., Tübingen 1987: 931 – 948, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WILL, K.-H. (1982): Paläoböden in Sanden des Münsterlandes. – Geol. Jb., **F 14**: 221 – 225, 1 Abb.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P., & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 3. Aufl. – 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- WOLF, E.-O. (1995): Sedimentologie, Paläogeographie und Faziesentwicklung der Allochthonite des Campans von Beckum/Zentrales Münsterland. – Berliner geowiss. Abh., Gundolf-Ernst-Festschrift: 305 – 333, 11 Abb.; Berlin.

- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – Glückauf-Forsch.-H., **48** (3): 116 – 121, 8 Abb.; Essen.
- ZANDSTRA, J. G. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the Central Netherlands. – Geol. en Mijnb., **62**: 455 – 469, 6 Abb., 5 Tab.; 's-Gravenhage.
- ZANDSTRA, J. G. (1987): Explanation to the map „Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands“. – In: MEER, J. J. VAN DER [Hrsg.]: Tills and Glaciotectonics: 127 – 132, 2 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Rotterdam (Balkema).
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. Een beschrijving van ruim 200 gesteentetypen (zwerfstenen) uit Fennoscandinavië. – 469 S., 83 Abb., 43 Tab., 1 Taf.; Leiden (Brill).
- ZIEGLER, P. A. (1978): North-Western Europe: Tectonics and Basin Development. – Geol. en Mijnb., **57** (4): 589 – 626, 18 Abb., 4 Kt., Beil.; 's-Gravenhage.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe., 2. Aufl. – 239 S., 100 Abb., 56 Taf.; Den Haag.

## Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt C 4314 Gütersloh (1977), Bearb. MERTENS, H., & WILL, K.-H.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt L 4316 Lippstadt (1982), Bearb. MERTENS, H.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt 4217 Delbrück (1972), Bearb. MERTENS, H.
- Böden (1972). – Dt. Planungsatlas **1** (1): 2 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. MAAS, H., & MÜCKENHAUSEN, E.; Hannover (Jänecke).
- Bodenkarte des Kreises Wiedenbrück 1 : 50 000, mit Erl. (1972). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. MERTENS, H.; Krefeld.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt 4216 Mastholte (1970), Bearb. COLIN, H., & MERTENS, H.
- Geologie (1976). – Dt. Planungsatlas **1** (8): 3 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. u. Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & HERBST, G., & KNAPP, G., & THOME, K. N., MIT BEITR. VON BACHMANN, M., & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & GLIESE, J., & GRABERT, H., & HAGER, H., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & LUSZNAT, M., & THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt C 4314 Gütersloh (1976), Bearb. ARNOLD, H.

- Geologische Karte von Nordrh.-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
 Blatt 4217 Delbrück (1983), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4218 Paderborn (1982), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4316 Lippstadt (1995), Bearb. SKUPIN, K.  
 Blatt 4318 Borcheln, 2. Aufl. (1979), Bearb. STILLE, H.
- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000. – Hrsg. B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtschld.; Hannover.  
 Blatt CC 4710 Münster (Westf.) (1980), Bearb. ZITZMANN, A.
- Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen (1955). – Hrsg. Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf., Bearb. SCHNELL, K.: 3 Kt. 1 : 300 000, zahlr. Tab.; Düsseldorf.
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Stand April 1988. – Hrsg. Umweltamt Nordrh.-Westf., Essen.  
 Blatt L 4316 Lippstadt (1995)
- Grundwasserstände unter Flur in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Stand Oktober 1963. – Hrsg. L.-Anst. Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf  
 Blatt L 4314/4316 Beckum/Lippstadt (1976)
- Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, 1 (18): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
 Blatt C 4314 Gütersloh (1979), Bearb. KOCH, M.
- Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000, mit Erl. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch., Bonn; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).  
 Blatt Hannover (1955), Bearb. BODE, H., & DIETZ, C., & PREUL, F.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989). – Hrsg. Minist. Umwelt, Raumordn. u. Landwirtsch. Land Nordrh.-Westf. – 65 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Kt.; Düsseldorf.