

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen
3919 Lemgo

Seite 2 vakat

Erläuterungen zu Blatt 3919 Lemgo

2., völlig neubearbeitete Auflage

Von

JOCHEN FARRENSCHON

Mit Beiträgen von

HANS JOACHIM BETZER, BERTOLD JÄGER und GERT MICHEL

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1998

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	3919	189 S.	8 Abb.	10 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1998
---	------	-------------	--------	--------	---------	--------	-----------------

Alle Rechte vorbehalten

2., völlig neubearbeitete Auflage

© 1998 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Postfach 10 80 · D-47710 Krefeld

1. Auflage: MESTWERDT, A. (1916): Erläuterungen zu Blatt Lemgo. – Geol. Kt. Preußen und benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl. **3919**: 86 S., 7 Abb.; Berlin.

Bearbeiter: Dipl.-Ing. agr. Dr. H. J. BETZER
Dipl.-Geol. J. FARRENSCHON
Dipl.-Geol. B. JÄGER

Dipl.-Geol. Prof. Dr. G. MICHEL

Geologisches Landesamt
Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195
D-47803 Krefeld

Dreeschen 36
29451 Dannenberg (Elbe)

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

Druck: Obermann GmbH & Co KG · Krefeld

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

ISBN 3-86029-040-1

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1 Vorbemerkungen	9
2 Überblick	11
2.1 Geologischer Überblick	11
2.2 Geographischer Überblick	13
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	13
2.2.2 Gewässernetz	15
2.2.3 Klima	16
3 Schichtenfolge	18
Paläozoikum	19
3.1 Oberkarbon (cn, cwa)	19
3.2 Perm	19
3.2.1 Rotliegend (ro)	20
3.2.2 Zechstein (z)	20
Mesozoikum	21
3.3 Trias	21
3.3.1 Buntsandstein	22
3.3.1.1 Unterer Buntsandstein (su)	23
3.3.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)	23
3.3.1.3 Oberer Buntsandstein (Röt) (so)	24
3.3.2 Muschelkalk	25
3.3.2.1 Unterer Muschelkalk (mu)	25
3.3.2.1.1 Unterer Wellenkalk (muW1)	27
3.3.2.1.2 Oolithzone (muO)	28
3.3.2.1.3 Mittlerer Wellenkalk (muW2)	29
3.3.2.1.4 Terebratelzone (muT)	30
3.3.2.1.5 Oberer Wellenkalk (muW3)	32
3.3.2.1.6 Schaumkalkzone und <i>orbicularis</i> -Schichten (muS)	32
3.3.2.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)	34
3.3.2.3 Oberer Muschelkalk (mo)	36
3.3.2.3.1 Trochitenkalk (mo1)	37
3.3.2.3.2 Ceratiten-Schichten (mo2)	40
3.3.3 Keuper	43
3.3.3.1 Unterer Keuper (Lettenkohlenkeuper) (ku)	45
3.3.3.1.1 Untere Lettenkohlen-Schichten (ku1)	46
3.3.3.1.2 Hauptlettenkohlsandstein (ku2)	48
3.3.3.1.3 Grenzdolomit-Region (ku3)	49
3.3.3.2 Mittlerer Keuper	50
3.3.3.2.1 Gipskeuper (km1)	52
3.3.3.2.1.1 Untere Bunte Mergel (km1uB)	53
3.3.3.2.1.2 Untere Graue Mergel (km1uG)	54
3.3.3.2.1.3 Mittlere Bunte Mergel (km1m)	55
3.3.3.2.1.4 Obere Graue und Bunte Mergel (km1o)	56
3.3.3.2.2 Schilfsandstein (km2)	57
3.3.3.2.3 Rote Wand (km3)	60
3.3.3.2.4 Steinmergelkeuper (km4)	61

	Seite
3.3.3.3 Oberer Keuper (ko)	64
3.4 Jura	67
3.4.1 Lias (jl)	67
3.4.1.1 Unterer Lias (jlu)	69
3.4.1.1.1 Hettang	70
3.4.1.1.1.1 Unterer Hettang (jlhu)	70
3.4.1.1.1.2 Oberer Hettang (jlho)	71
3.4.1.1.2 Sinemur	71
3.4.1.1.2.1 Unterer Sinemur (jlsu)	72
3.4.1.1.2.2 Oberer Sinemur (jlso)	73
3.4.1.2 Mittlerer Lias (Pliensbach) (jlm)	74
Känozoikum	74
3.5 Tertiär (t)	75
3.5.1 Oligozän	75
3.5.1.1 Unter- und Mitteloligozän (olu, olm)	76
3.5.1.2 Oberoligozän (olo)	78
3.5.2 Miozän (mi)	79
3.6 Quartär (q)	82
3.6.1 Pleistozän	83
3.6.1.1 Unterpleistozän	84
3.6.1.1.1 Cromer (cr)	84
3.6.1.2 Mittelpleistozän	85
3.6.1.2.1 Holstein (ho)	85
3.6.1.2.2 Saale (Drenthe)	86
3.6.1.2.2.1 Mittelterrasse (M)	86
3.6.1.2.2.2 Oberer Schneckensand (D,,p)	88
3.6.1.2.2.3 Vorschüttensand (D,S,gf(1))	88
3.6.1.2.2.4 Grundmoräne (D,Mg)	89
3.6.1.2.2.5 Nachschüttensand (D,S,gf(2))	92
3.6.1.3 Oberpleistozän	92
3.6.1.3.1 Weichsel	93
3.6.1.3.1.1 Niederterrasse (N)	93
3.6.1.3.1.2 Fließerde (,,fl)	94
3.6.1.3.1.3 Löß, Lößlehm, Lößfließerde (,,Lö)	95
3.6.2 Holozän	97
3.6.2.1 Auenlehm (,,L,ta)	97
3.6.2.2 Niedermoor (,,Hn)	98
3.6.2.3 Künstliche Aufschüttung (,,y)	99
4 Gebirgsbau	100
4.1 Lagerungsverhältnisse	101
4.1.1 Piesberg-Pyrmonter Achse	102
4.1.2 Nordlippisches Störungsfeld mit Teimer-Horstkomplex	104
4.1.3 Meinberger Graben	108
4.1.4 Lemgoer Mulde	109
4.1.5 Subrosionssenken	110
4.1.6 Dolinen und Erdfälle	113
4.2 Ursachen und Alter der Gebirgsbewegungen	114

	Seite
5 Erd- und Landschaftsgeschichte	116
6 Nutzbare Lagerstätten	119
6.1 Braunkohle	119
6.2 Steine und Erden	119
6.2.1 Sand und Kies	121
6.2.2 Schluff, Ton und Mergel	122
6.2.3 Sand- und Schluffstein	123
6.2.4 Ton- und Mergelstein	124
6.2.5 Kalk- und Mergelkalkstein	125
7 Hydrogeologie (G. MICHEL)	126
7.1 Hydrogeologischer Überblick	126
7.2 Grundwasserneubildung	131
7.3 Grundwasserbeschaffenheit	132
7.3.1 Allgemeines	132
7.3.2 Mineralwasser	132
7.3.3 Süßwasser	134
7.4 Grundwassernutzung	134
8 Ingenieurgeologie (B. JÄGER)	136
8.1 Festgesteine	137
8.1.1 Buntsandstein	137
8.1.2 Muschelkalk	137
8.1.3 Keuper	139
8.2 Lockergesteine	140
8.2.1 Vor- und Nachschütt sand	140
8.2.2 Grundmoräne	140
8.2.3 Niederterrasse	141
8.2.4 Fließerde	142
8.2.5 Löß	142
8.2.6 Auenlehm	142
8.2.7 Niedermoor	143
8.3 Allgemeine Hinweise	143
9 Böden (H. J. BETZER)	144
9.1 Böden der Beganiederung und ihrer Seitentäler	146
9.2 Böden des Lipper Berglandes	147
10 Aufschlüsse und Bohrungen	148
10.1 Aufschlüsse	149
10.2 Bohrungen	153
11 Verzeichnis der Schriften und Karten	170

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	11
Abb. 2	Naturräumliche Gliederung	14
Abb. 3	Der variscische Untergrund Ostwestfalens	18
Abb. 4	Vorkommen tertiärer Ablagerungen in Ostwestfalen mit Küstenverlauf während des Oligozäns	76
Abb. 5	Tektonische Übersicht	101
Abb. 6	Steine und Erden	120
Abb. 7	Hydrogeologische Übersicht	127
Abb. 8	Bodenkundliche Übersicht	145

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte ausgewählter Klimaelemente	17
Tab. 2	Gliederung des Zechsteins	21
Tab. 3	Gliederung des Buntsandsteins	22
Tab. 4	Gliederung und Mächtigkeiten des Oberen Muschelkalks	36/37
Tab. 5	Gliederung und Mächtigkeiten des Unteren Keupers	44/45
Tab. 6	Gliederung und Mächtigkeiten des Mittleren Keupers	51
Tab. 7	Gliederung und Mächtigkeiten des Unteren und Mittleren Lias	68
Tab. 8	Gliederung des Tertiärs	75
Tab. 9	Gliederung und Mächtigkeiten des Quartärs	82
Tab. 10	Grundwasseranalysen	128/129

Tafeln in der Anlage

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

1 Vorbemerkungen

Die erste geologische Kartierung des Blattgebiets 3919 Lemgo im Maßstab 1 : 25 000 führte A. MESTWERDT im Rahmen der königlich preußischen geologischen Landesaufnahme in den Jahren 1911 und 1912 durch (LUSZNAT & THIERMANN 1973: 82). Die geologische Karte wurde 1915 veröffentlicht; die Erläuterungen zur geologischen Karte erschienen 1916 und bildeten zusammen mit den Nachbarblättern Salzuflen (heute Bad Salzuflen), Bösingfeld (heute Extertal), Lage und Senne (heute Die Senne) die 197. Lieferung der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Maßstab 1 : 25 000. Im 19. Jahrhundert waren großräumige geologische Untersuchungen vorausgegangen (VON DECHEN 1884). Erste veröffentlichte Übersichtskarten (vgl. WIEGEL 1973: 18) über den Bau des mesozoischen Untergrundes erarbeiteten VON BUCH (Blatt Cassel (1826) der Geognostischen Karte von Deutschland 1 : 1 100 000), HOFFMANN (Blatt Minden (1829) der Geognostischen Charte vom Nordwestlichen Deutschland 1 : 200 000) und VON DECHEN (Section 9 Höxter (1858) der Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000, Geologische Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 500 000 (1866)).

Die Geländeaufnahmen für die vorliegende Revisionskartierung wurden im Herbst 1992 begonnen und im Frühjahr 1995 abgeschlossen. Für die Bearbeitung des Blattes Lemgo sind Kartielergebnisse von ROHDE (1963 b), SCHULZ, N. (1990) und HAAS (1991 a) verwendet worden. Teilergebnisse sind bereits auf dem Blatt C 3918 Minden (1982) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 dargestellt, das den Bearbeitungsraum im regionalgeologischen Rahmen zeigt. Das Blatt CC 3918 Hannover (1973) der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 gibt überregionale Zusammenhänge stark vereinfacht wieder.

Neben den genannten Hochschularbeiten lagen Kartierungen im Rahmen der Referendarausbildung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen aus den Jahren 1989 bis 1992 von H. KLÜCK (Selser Berg), CH. GROLIG (Teimer-Horstkomplex) und R. KÜPPERS-FIEBIG (Istorf) vor. Verfeinerungen der Stratigraphie, wie sie in manchen Aufschlüssen oder Bohrungen möglich sind – insbesondere durch eine detaillierte mikropaläontologische Gliederung in jurassischen Ablagerungen oder durch die feinstratigraphische Aufnahme in Schichten des Mittleren Keupers (vgl. DUCHROW 1968, DUCHROW in KLASSEN 1984) – waren für die flächenhafte geologische Darstellung nur begrenzt anwendbar.

Als wichtige Kartiergrundlage dienten neben den ca. 120 natürlichen und künstlichen Aufschlüssen 160 Schichtenverzeichnisse älterer Bohrungen aus dem Bohrchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen und die 54 während der Geländeaufnahme niedergebrachten kartierbegleitenden Bohrungen mit Endteufen bis zu 100 m zur Erkundung der mesozoischen Schichtenfolge, des tektonischen Baus oder zum Nachweis von Subrosionssenken. Die tiefste Bohrung im Blattgebiet ist die Bohrung Waldfrieden (Kap. 10.2: Brg. 8) am Bornsiekbach im Stadtwald Lemgo; sie wurde zur Grundwassererschließung bis 215 m Tiefe in Schichten des Oberen und Mittleren Keupers geführt. Im Flachland und in einigen Bereichen des Gebirgslandes wurden 152 bis zu 10 m tiefe Schlitzsondierungen sowie 270 Schlagsondierungen von 2 m Tiefe ausgeführt, die zur Klärung der Lagerungsverhältnisse der quartären Lockergesteine beigetragen haben.

Ergänzende Angaben über die Ausbildung und Zusammensetzung der Oberflächenschichten lieferten die Ergebnisse der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3918 Herford (1984), sowie verschiedene nicht veröffentlichte Bodenkarten 1 : 5 000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung durch P. BERNING, L. ELBERT und E. LAU (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Hierdurch standen etwa 1 150 Schlagsondierungen von 1 – 2 m Teufe zusätzlich zur Verfügung.

Alle kartierbegleitenden Bohrungen wurden von J. ROTHER durchgeführt, betreut und im Gelände lithologisch beschrieben. Zahlreiche Laboruntersuchungen, die im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen ausgeführt wurden – insbesondere mit Methoden der Sedimentpetrographie (H. GRÜNHAGEN, A. SCHERP, U. WEFELS), der Mikropaläozoologie (W. KNAUFF, K. RESCHER), der Pollenanalyse (H.-W. REHAGEN, H. VON SCHILLING, R. STRITZKE) und der Kohlenpetrographie (A. VIETH-REDEMANN) – ermöglichten genaue stratigraphische Einstufungen der angetroffenen Schichten. Zur Abgrenzung der mit quartärzeitlichen Sedimenten gefüllten Senken (Subrosionssenken) wurden von R. TEGMEYER, Isernhagen, und vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen (W. BOGDANSKI) geoelektrische Tiefensondierungen sowie vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, gravimetrische Messungen (S. PLAUMANN) vorgenommen. Im Rahmen der geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben mit dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung wurden zudem tiefengeoelektrische Messungen am Teimer (P. WÖRZYK) zur Klärung der Tektonik durchgeführt sowie das Alter von 20 Grundwässern durch ¹⁴C-Analysen (M. A. GEYH) bestimmt.

Zur Rekonstruktion des natürlichen, ursprünglichen Landschaftsbildes – vor allem für den Verlauf alter Talauen – wurde auf die topographischen Uraufnahmen 1 : 25 000 der Karten vom Fürstenthum Lippe aus den Jahren 1881 bis 1883 und auf die Neuaufnahme der königlich preußischen Landesaufnahme aus dem Jahr 1910 zurückgegriffen.

Die wichtigsten Kartiererergebnisse der Neubearbeitung des Blattes Lemgo sind nachstehend zusammengefaßt.

Aufgrund der umfangreichen Bohrtätigkeit im Blattgebiet nach der Erstaufnahme durch A. MESTWERDT war eine Abgrenzung der Verbreitung von Lias-Tonsteinen und teilweise auch einzelner Keuper-Stufen unter quartärer Bedeckung möglich. Die Gliederung des Gipskeupers nach den Untersuchungen von KÜHL (1957: 3) und HAUSCHKE (1981: 16) konnte auf das Blattgebiet übertragen werden. Auf der Südflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse und besonders im Verlauf der breiten Begatalebene treten zahlreiche Subrosionssenken auf, deren Bildung in der Regel im Unterpleistozän, teilweise aber auch schon im Oligozän begann. Tiefengeoelektrische Messungen am Teimer-Horstkomplex ergaben eine Hochlage von Zechstein-Schichten unter einer Buntsandstein-Basis, die im Mittel bei – 40 bis – 50 m NN liegt. Die Westrandstörung des Meinberger Grabens setzt sich vermutlich im Westrand der Bruchzone des Teimer-Horstkomplexes nach Norden fort.

2 Überblick

Das Blattgebiet liegt im ostwestfälischen Berg- und Hügelland (Lipper Bergland). Das Relief dieser Mittelgebirgsregion wird im wesentlichen durch den geologischen Bau des Festgesteinsuntergrundes bestimmt. Durch quartäre Lockersedimente sind große Bereiche des Blattgebiets eingeebnet.

2.1 Geologischer Überblick

Das Blattgebiet Lemgo (Abb. 1) liegt im südlichen Teil des Niedersächsischen Tektogens und gehört strukturell zum zentralen Bereich der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle. Unterschiedliche tektonische Richtungen innerhalb des Blattgebiets (vgl. Abb. 5, S. 101) weisen darauf hin, daß dieser Abschnitt sowohl durch Bewegungen innerhalb des Niedersächsischen Tektogens als auch durch Vorgänge bei der Entstehung der Hessischen Senke beansprucht wurde.

Der präquartäre Untergrund wird weitgehend von mesozoischen Sedimentgesteinen aus der Trias- und Jura-Zeit aufgebaut. Lediglich im Bereich zweier Auslaugungssenken sind auch tertiäre Ablagerungen nachgewiesen. Über große Bereiche, insbesondere in der weiten Begatalebene, wird der Festgesteinssockel von mehr oder weniger mächtigen

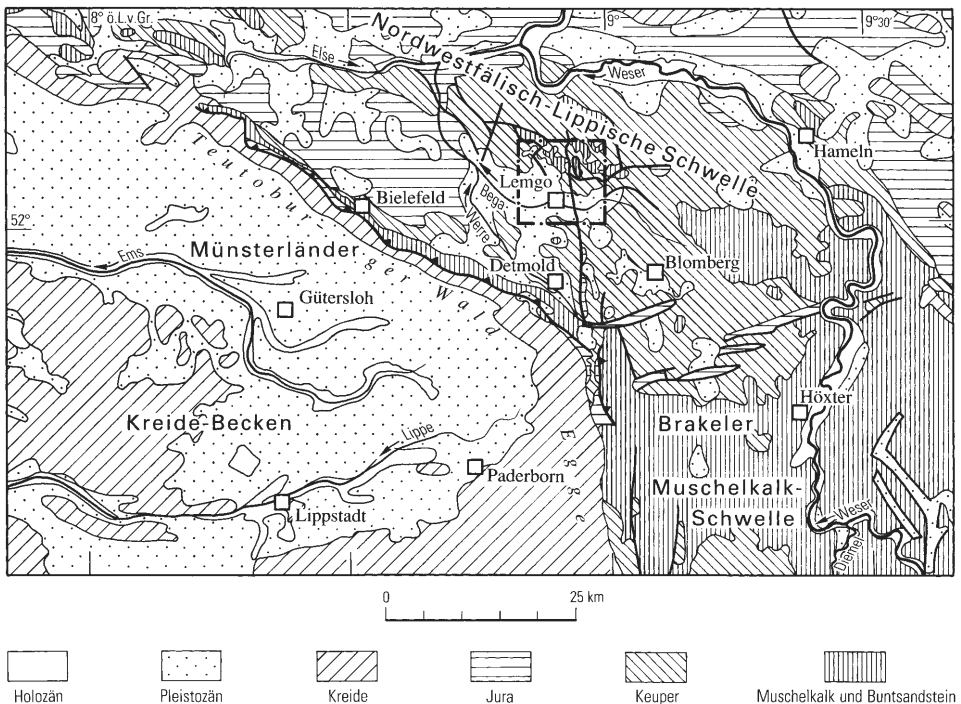


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

Lockersedimenten des Quartärs überdeckt. Sowohl der karbonische als auch der permische Untergrund sind nur durch einige Tiefbohrungen in der Umgebung des Blattgebiets bekannt (vgl. Abb. 3, S. 18). Danach besteht das variscische Unterlager zum großen Teil aus Ablagerungen des Namurs (Oberkarbon).

Das Blattgebiet Lemgo gehört zum Lippischen Keuper-Gebiet; in ihm ist die gesamte Keuper-Abfolge mit allen Stufen und in voller Mächtigkeit vorhanden. Das Blattgebiet wird großräumig durch die Nordwest – Südost streichenden Strukturen der Piesberg-Pyrmonter Achse im Nordosten und der Lemgoer Mulde im Südwesten gegliedert. Der flachwellige Gebirgsbau wurde durch subherzyne oder iaramische orogene Bewegungen in der höheren Oberkreide und an der Wende Oberkreide/Tertiär gestaltet.

Die Kernzone der Piesberg-Pyrmonter Achse bilden überwiegend Schichten des Muschelkalks und des Unteren Keupers; lediglich im Bereich des Teimers bei Rentorf treten auch Schichten des Buntsandsteins sowie in einem Quergraben Mittlerer Keuper auf. Die erweiterte Kernzone ist im Raum Lüerdissen – Bavenhausen von einem dichten Netzwerk Nord – Süd gerichteter sowie parallel zur Schichtung streichender oder auch diagonal verlaufender Störungen durchzogen.

Die Lemgoer Mulde, deren Streichrichtung vom Verlauf der Bega nahezu nachgezeichnet wird, ist eine ostsüdöstliche Fortsetzung der Herforder Mulde. Sie wird östlich von Brake durch den Meinberger Graben abgeschnitten und findet ihre östliche Fortsetzung in der Lippischen Keuper-Mulde. Die Lemgoer Mulde führt Schichten des Lias in ihrem Kernbereich, die im Ilsetal, südwestlich von Leese, und im Begatal bei Vogelhorst mit geringer Erstreckung ausstreichen und im weiteren Verlauf der Mulde von quartären Lockergesteinen überdeckt sind.

Intensive Verwitterung führte im Alttertiär zur Abtragung mesozoischer Gesteinsfolgen – unterbrochen durch die Transgression des Oligozän-Meeress und die terrestrische Sedimentation im Miozän. Nach der aktiven Auslaugung von Salinargesteinen (Steinsalz, Anhydrit, Gips) im tiefen Untergrund seit dem jüngeren Alttertiär sanken die darüberliegenden Gesteinsschichten allmählich ein und waren vor der Abtragung geschützt. An der Geländeoberfläche entstanden morphologische Senken, die sich mit eingeschwemmtem Gesteinsschutt füllten. Gravimetrische und geoelektrische Messungen, ergänzt durch kartierbegleitende Bohrungen, konnten im Blattgebiet insgesamt sieben Subrosionssenken mit teilweise über 100 m mächtigen Lockergesteinsfüllungen erfassen; die genauen Abmessungen können in der geologischen Karte jedoch nur angenähert dargestellt werden.

Das heutige Landschaftsbild wurde hauptsächlich durch die Vorstöße des nordischen Inlandeises – überwiegend im Quartär – in das Blattgebiet geformt. Durch das während der Saale-Zeit aus der norddeutschen Tiefebene gegen den Teutoburger Wald vorrückende Inlandeis kam es in weiten Teilen zur Akkumulation von kiesigen Sanden, Schluffen und Tonen in Form von Grundmoräne sowie Vor- und Nachschütt sand. Die Grenze dieser Vereisung verlief nach SERAPHIM (1972) im Blattgebiet. An den Hängen der Muschelkalk- und Keuper-Höhen bewegten sich unter dem Einfluß periglazialen Klimas geringmächtige Fließerden aus Hangschutt langsam abwärts. Große Bereiche werden von Windablagerungen (Lößlehm) überdeckt. Die Talauen der Bachläufe sind gekennzeichnet durch Auensedimente mit kiesigen, sandigen, schluffigen oder tonigen Ablagerungen. In der heutigen Zeit ist es der Mensch, der in zunehmendem Maße auf die Landschaft einwirkt.

2.2 Geographischer Überblick

Das Blattgebiet gehört nach der geographischen Landesaufnahme 1 : 200 000, Blatt 85 Minden (MEISEL 1959), zum westlichen Weserbergland. Der Kartenausschnitt liegt zwischen 8°50' und 9°00' östlicher Länge sowie zwischen 52°00' und 52°06' nördlicher Breite. Nahezu ein Viertel des Blattgebiets ist bewaldet, etwa 15 % nimmt die bebaute Fläche ein, und der übrige Teil wird weitgehend für Ackerbau und Weidewirtschaft genutzt.

Kommunalpolitisch gehört das Blattgebiet Lemgo dem Kreis Lippe an, der 1972 aus den ehemaligen Kreisen Detmold und Lemgo hervorgegangen ist. Den größten Blattanteil nimmt die Stadt Lemgo ein. Erfaßt werden kleine Teile der Städte Blomberg, Lage und Bad Salzuffen sowie größere Teile der Gemeinden Dörentrup und Kalletal. Der Kleeberg ist mit +360,0 m NN die höchste Erhebung, und der tiefste Punkt liegt mit +84,4 m NN im Begatal am westlichen Blattrand.

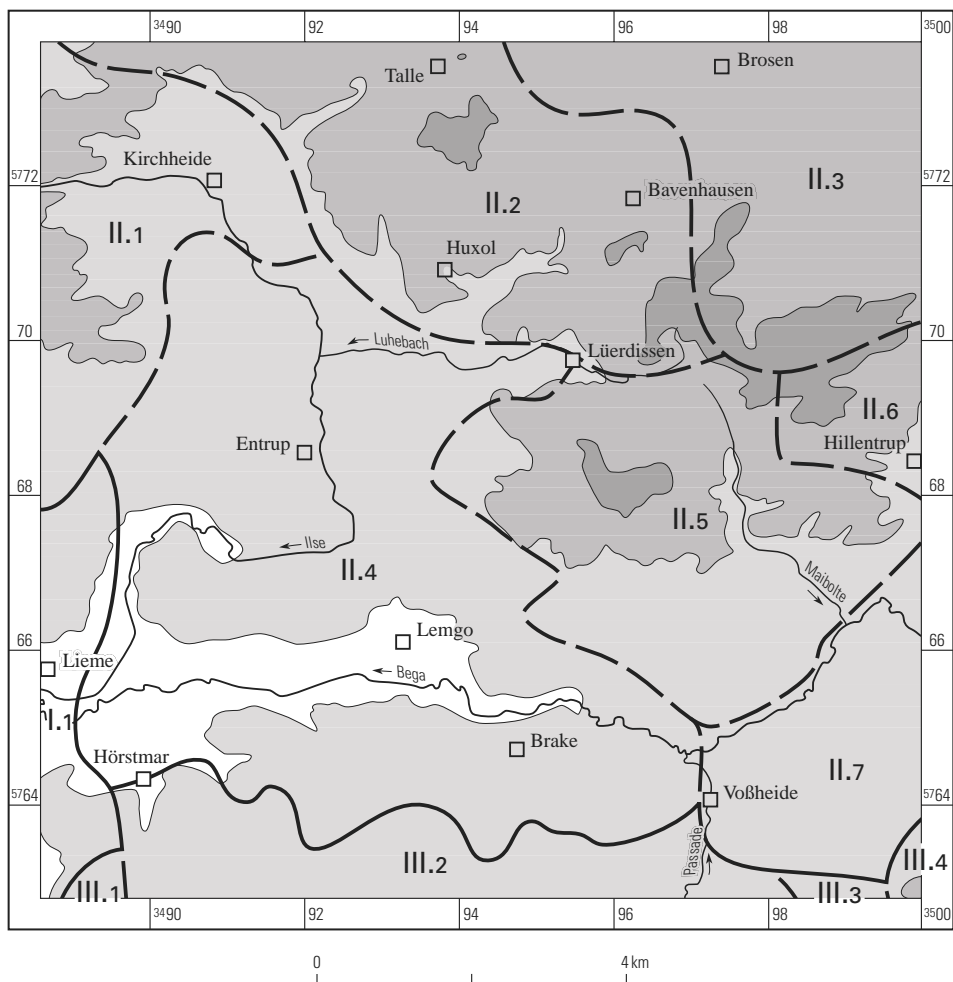
2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Geographisch liegt das Kartenblatt vorwiegend im Westlichen Lipper Bergland, dessen triassische Berg- und Hügellandschaft hier die mehrere Kilometer breite, glazigen geformte Bega- und Ilsetalebene einschließt. Es lassen sich insgesamt 12 naturräumliche Einheiten unterscheiden (Abb. 2).

Den größten Raum nimmt das Lemgoer Talbecken beiderseits der Bega ein, das zusammen mit der Bega-Mulde (Bega-Hügelland) eine von Eis- und Schmelzwasserablagerungen sowie von Lößlehm bedeckte, flachwellige, von mehreren Nebenbächen gegliederte Niederung bildet. Auf den sandig-schluffigen, mitunter auch tonigen Böden dieser offenen Hügellandschaft wird vorwiegend Landwirtschaft mit ertragreichem Ackerbau (Weizen, Zuckerrüben) betrieben. Die Grundwasser- und Auenböden der breiten Täler werden als Grünland genutzt. Nordwestlich von Entrup dehnt sich im Bredaer Bruch ein größeres Waldgebiet aus mit Buchenmischwald- und Eichen-Hainbuchenbestand; auch nördlich von Leese ziehen sich auf wenig quartärüberdecktem Keuper-Untergrund bewaldete Streifen zum Bienberg hin. Die Stadt Lemgo („Lehmgau“, MESTWERDT 1916: 5) liegt im Zentrum des Talbeckens an der Ost-West-Verbindungsstraße von Hameln nach Bielefeld. Das umliegende Gebiet ist geprägt von Haufen- und Wededörfern oder Einzelhöfen.

Das sich nordwestlich anschließende stark zertalte und von geringmächtiger Lößlehm-, Geschiebelehm- oder Fließersededecke überlagerte Keuper-Gebiet des Wüstener Hügel- und Berglandes wird vorwiegend ackerbaulich genutzt und besitzt nur wenige kleine Waldparzellen; lediglich am Mönkeberg und am Großen Berg gibt es größere Buchenmischwald- oder Eichen-Hainbuchenbestände. Zahlreiche ehemalige Mergelsteingruben zeugen von Meliorationsversuchen des großenteils schluffig-tonigen Ackerbodens. Nur auf den Südhängen der beiden Höhenzüge und auf der Linie Istorf – Strang durchziehen Sandsteinrücken diesen Raum. Kleine lockere Haufen- und Wededörfer sind deutlich mehr zu finden als Einzelsiedlungen.

Im Nordosten liegen das stark zertalte sowie kuppen- und hügelreiche Taller und Hohenhausener Bergland. Das Relief dieser beiden Einheiten weist auf zahlreiche Störungen mit einem dadurch bedingten häufigen Gesteinswechsel hin; es streichen dort



I.1 Bega-Mulde

Bega-Hügelland

- II.1 Wüstener Hügel- und Bergland
- II.2 Teller Bergland
- II.3 Hohenhausener Bergland
- II.4 Lemgoer Talbecken
- II.5 Lemgoer Berge
- II.6 Hillentruper Becken
- II.7 Humfelder Talbecken

Westliches Lipper Bergland

- III.1 Werre-Hügelland
- III.2 Detmolder Hügelland
- III.3 Blomberger Becken
- III.4 Blomberger Höhen

Südliches Lipper Bergland

Abb. 2 Naturräumliche Gliederung (nach MEISEL 1959)

nahezu alle triassischen Gesteine zutage aus. Die runden Bergkuppen werden von Ackerflächen oder Trockenrasen überdeckt. An den oft steilen Hängen herrscht verstreut natürliche Vegetation vor mit allen im nordwestdeutschen Mittelgebirge vorkommenden Waldgesellschaften (MEISEL 1959: 8). Typische Siedlungsformen sind Straßen- oder Reihendörfer sowie kleine Haufen- und Wededörfer.

Nordöstlich von Lemgo erstrecken sich die Lemgoer Berge („Lemgoer Mark“), ein großflächiges Waldgebiet mit Buchen-Traubeneichen- oder Eichen-Hainbuchenbestand. Der südwestliche Abschnitt zeichnet sich durch trockene, sandige Böden auf Sandsteinen des Oberen Keupers aus. Der mit Lößlehm bedeckte Bergfuß wird ackerbaulich genutzt. Im nordöstlichen Abschnitt sind die Böden vorwiegend tonig-kalkig auf Schichten des Mittleren Keupers und teilweise des Muschelkalks.

Nach Nordosten schließt sich das Hillentruper Becken an, ein stark gegliedertes Muschelkalk- und Keuper-Hügelland. Es wird vorwiegend ackerbaulich genutzt – in steilen Hanglagen erstrecken sich aber auch größere Waldflächen.

Der südöstliche Blattbereich wird vom Humfelder Talbecken eingenommen, einem weiten, flachwelligen, durch die Bega und ihre Nebengewässer gegliederten Löß-Hügelland mit Grundmoräne-Wällen. Am Rand des Begatal trete auch tertiäre und jurassische Ablagerungen oberflächennah, meist unter Waldbedeckung, auf. Das fruchtbare Ackerland wird nur in den Niederungen von Fett- und Feuchtwiesen abgelöst. Haufen- und Wededörfer sowie Einzelhöfe bestimmen die Siedlungsform.

Am südlichen Blattrand dehnen sich das Werre-Hügelland und das Detmolder Hügelland sowie das Blomberger Becken und die Blomberger Höhen aus. Dieses offene, hügelige Gebiet gehört mit seinem Keuper-Untergrund schon zum Südlichen Lipper Bergland. Weite Teile im Vorland der kleinen Anhöhen sind von Löß- oder Geschiebelehm bedeckt und werden größtenteils ackerbaulich genutzt. Kleine Wäldchen mit vorwiegend Eichen-Hainbuchenbeständen, zum Teil auch mit Ersatzgesellschaften (Fichtenforste), finden sich gehäuft auf den Keuper-Ausstrichen. Einzelhöfe und Haufendörfer prägen das Siedlungsbild.

2.2.2 Gewässernetz

Alle Bachläufe des Blattgebiets gehören zum Stromgebiet der Weser. Auf einer Linie, die Talle, Bavenhausen und Henstorf in etwa verbindet, verläuft eine Nebenwasserscheide. Der Raum nördlich davon (Hohenhausener Bergland) wird über Zuläufe zur Wester- und Osterkalle (TK 25: 3819 Vlotho) entwässert. Diese beiden vereinigen sich kurz vor der Mündung in die Weser bei Kalldorf zur Kalle. Die Wasseraustritte erfolgen an Schicht- oder Stauquellen auf Gesteinen des Mittleren Muschelkalks oder des Keupers. Der gesamte übrige Bereich wird zur Bega hin entwässert, die das Blattgebiet zwischen Neuenkamp und Lieme annähernd in Ost-West-Richtung durchfließt. Eine kleine Ausnahme machen die auf Löß- und Geschiebelehm austretenden Quellbäche bei Pillenbruch im äußersten Nordwesten; sie vereinigen sich zunächst zur Glimke und fließen außerhalb des Blattgebiets, mit Umweg über die Salze, erst in Bad Salzuflen der Bega zu, die schließlich 350 m flußabwärts in die Weser mündet. Die Bega bildet die Hauptvorflut im Lemgoer und Humfelder Talbecken, die sie – teilweise stark mäandrierend – in einer

breiten Talaue durchquert. Außerhalb des Blattgebiets folgt die Bega weitgehend der nach Südosten gerichteten Generalstreichrichtung der Gesteinsschichten. Bei Neuenkamp tritt sie in das Blattgebiet ein und wird dort durch den Westrand der Subrosionssenke von Donop-Dörentrup zunächst nach Südwesten abgelenkt. Aus nördlicher Richtung erhält sie dabei Zufluß von der das Keuper-Bergland der Lemgoer Berge quer zum Schichtstreichen durchschneidenden Maibolte. Bis zur vermuteten Westrandstörung des Meinberger Grabens bei Bentrup wird die Bega danach in die alte Nordwest-Südost-Fließrichtung zurückgeführt. Nördlich von Voßheide erhält sie Zufluß von der dem Grabenverlauf in Süd-Nord-Richtung folgenden Passade.

Kurz vor Brake durchbricht die Bega zwischen dem Bieberg und dem Holsterberg eine Oberer-Keuper- und Steinmergelkeuper-Sperre, um danach bis zum westlichen Blattrand mehr oder weniger die Ost-West-Richtung einzuhalten. Im Stadtgebiet von Lemgo sind im Bereich des Industriegebiets in der Grevenmarsch größere Abschnitte kanalisiert worden. In der Höhe von Hörstmar erreicht der Linnebach, aus dem Muschelkalk-Gebiet am Gretberg (TK 25: 4019 Detmold) kommend und in nördlicher Richtung durch die Löß- und Geschiebelehmebene fließend, die Begaaue.

Nur unweit außerhalb des westlichen Blattrandes mündet die Ilse in die Bega. Die Ilse ist Vorfluter für zahlreiche Abflüsse aus dem umliegenden Berg- und Hügelland in das Lemgoer Talbecken und besitzt über große Strecken eine breite Talaue. Ihre Quelle liegt nördlich von Istorf (R 88 670, H 72 000) und tritt an der Schichtgrenze Schilfsandstein/Gipskeuper aus. Die Ilse quert bis Kirchheide in westöstlicher Richtung den Keuper-Festgesteinssockel, um sich dann entlang einer vermuteten Südsüdost verlaufenden Störung bis nahe Lemgo in die Löß- und Geschiebelehmebene einzuschneiden. Dabei fließen ihr von den westlichen sowie östlichen Keuper- und Muschelkalk-Anhöhen mehrere Nebenbäche in meist engen Kerbtälern zu, die an Schichtquellen – seltener an Stauquellen – ihren Ursprung haben. Eine weitere Verwerfungslinie in ostwestlicher Richtung hat vermutlich die Ablenkung der Ilse nach Westen an der Steinmühle in einem nahezu rechten Winkel bewirkt. Hinter Leese schwenkt der Bachlauf zurück in die Nord-Süd-Richtung und schneidet sich in Tonsteine des Lias ein; dort war die Geschiebelehmbarriere bei Wittighöfen Auslöser für die abermalige Umlenkung der Abflußrichtung.

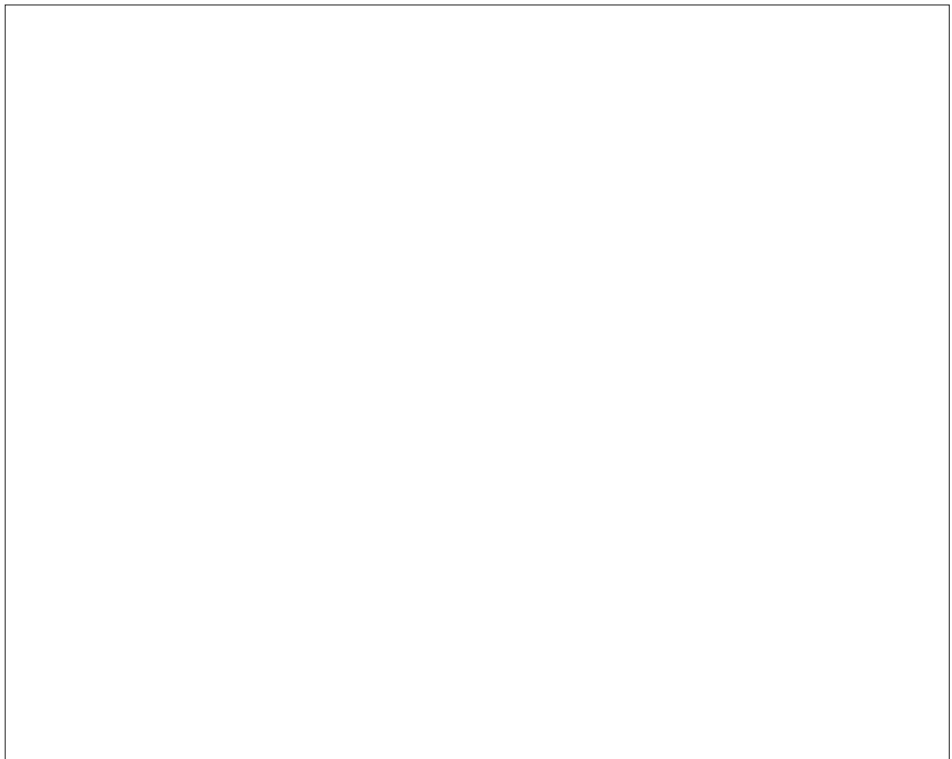
Denkbar ist, daß der Zusammenfluß von Ilse und Bega noch in historischer Zeit bereits auf der Höhe von Büllinghausen stattgefunden hat, und sich die Bega erst später ihr jetziges, nach Süden abgelenktes Bachbett schuf. Die Bega erreicht in Bad Salzuflen die Werre, die in Bad Oeynhausen in die Weser mündet.

2.2.3 Klima

Als Teil des Klimabezirks Unteres Weserbergland gehört das Blattgebiet zum nordwestdeutschen Klimabereich (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960). Im Temperaturgeschehen macht sich ein maritimer Einfluß deutlich bemerkbar. Extreme Temperaturen sind selten; die Temperaturkurve ist ausgeglichen. In der Regel sind die Winter relativ mild und die Sommer nicht allzu heiß. Im Jahresdurchschnitt betrachtet, ist der Januar der kälteste und der Juli der wärmste Monat. Die Windrichtungen wechseln im Jahresablauf sehr oft; am häufigsten weht der Wind jedoch aus West und Südwest. Die Verteilung der jähr-

lichen Niederschlagssummen ist mit rund 400 mm im Sommer- wie Winterhalbjahr recht ausgeglichen. Die mittlere jährliche Verdunstung beträgt zwischen 55 und 60 % der jährlichen Niederschläge (Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen 1955). Bis in den Mai ist mit Nachfrösten zu rechnen. Die Vegetationsperiode dauert 210 – 220 Tage (Klimadaten 1976).

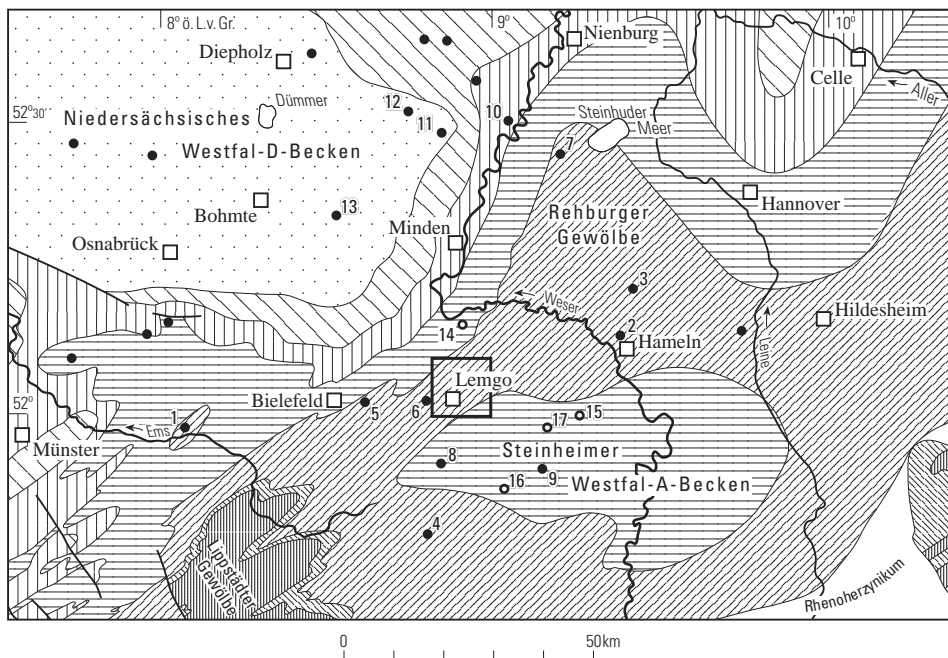
Das Blattgebiet kann unter Berücksichtigung von Windstärke, Höhenlage, Waldbedeckung, Abkühlung und mittlerer Julitemperatur in drei Bioklimazonen eingeteilt werden. „Reizschwaches“ Bioklima ist für das Bergland der nordöstlichen Blathälfte bezeichnend; dagegen ist der Großraum der Beganiederung „teils belastend“. Ein schmales Band im Übergangsbereich beider Zonen wird der Stufe „schonendes“ Bioklima (Klimadaten 1976) zugerechnet.



Eine allgemeine Übersicht gibt die Tabelle 1, in der einige Klimawerte aufgeführt sind. Dabei liegen für das Blattgebiet selbst keine direkten Beobachtungen vor. Es handelt sich vielmehr um mittlere Werte, die verschiedenen Karten mit Klimadaten – erstellt für ganz Nordrhein-Westfalen – entnommen wurden (Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen 1955, Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960, 1989) oder vom Landesumweltamt, Essen, stammen.

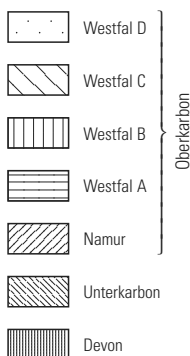
3 Schichtenfolge

Die in der geologischen Karte und den dazugehörigen Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) dargestellten Schichten reichen vom Oberkarbon bis in das Quartär. Der paläozoische Untergrund – einschließlich der Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins – ist jedoch nur aus einigen wenigen Tiefbohrungen in den angrenzenden Blattgebieten bekannt (s. Abb. 3).



● Tiefbohrung bis ins Devon/Karbon

○ Tiefbohrung bis ins Perm



Bohrung	Endteufe	tiefste erbohrte Schicht
1 Versmold 1	5501 m	Mitteldevon
2 Hameln 2	2108 m	Namur
3 Lauenau Z1	2739 m	Namur B
4 Bad Lippspringe	700 m	Namur B
5 Bielefeld 1	2270 m	Namur C
6 Lieme 1	1450 m	Namur C
7 Rehburg Z1	3538 m	Namur C
8 Detmold 2	1150 m	Westfal A
9 Steinheim 1	2018 m	Westfal A
10 Stolzenau Z1	4272 m	Westfal A
11 Uchte Z1	3516 m	Westfal C
12 Bahrenborstel Z2	3164 m	Westfal D
13 Ellerburg Z1	2777 m	Westfal D
14 Kalldorf 1	972 m	Oberrotliegend
15 Pymont 2	1469 m	Oberrotliegend
16 Silvaticum	1110 m	Zechstein 2
17 Sonneborn	1001 m	Zechstein 2

Die ältesten an der Erdoberfläche anstehenden Gesteine sind Schichten des Mittleren Buntsandsteins. Vom Oberen Lias an bis einschließlich Eozän (Alttertiär) sind Ablagerungen im Blattgebiet nicht erhalten.

Paläozoikum

In Bohrungen der näheren Umgebung des Blattgebiets wurden variscisch gefaltete Schichten des Oberkarbons sowie darauf flach lagernde permische Sedimentgesteine nachgewiesen; diese Ablagerungen sind damit auch im gesamten Blattgebiet zu vermuten.

3.1 Oberkarbon (cn, cwa)

Die Kenntnis über das Oberkarbon im Untergrund des Blattgebiets stützt sich im wesentlichen auf die Ergebnisse von Tiefbohrungen zum Nachweis von Erdöl, Erdgas oder Thermalwasser im Umkreis des Blattgebiets. Die Tiefenlage der Karbon-Oberfläche ist in der Bohrung Lieme 1 (TK 25: 3918 Bad Salzuflen) bei –1 285 m NN, in der Bohrung Detmold 2 (TK 25: 4019 Detmold) bei –926 m NN, südlich von Schieder bei –1 595 m NN (Brg. Steinheim 1, TK 25: 4020 Blomberg) und nördlich von Hameln bei –1 890 m NN (Brg. Hameln 2, TK 25: 3822 Hameln) nachgewiesen. Eine Darstellung des variscischen Untergrundes in Westfalen ist in jüngerer Zeit mehrfach, zuletzt von M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984) gegeben worden (Abb. 3). Danach besteht das paläozoische Unterlager im Blattbereich Lemgo zum großen Teil aus Ablagerungen des Namurs; nur im Südosten und äußersten Nordwesten des Blattgebiets wird auch Westfal A vermutet. Über die Ausbildung der präpermischen Ablagerungen in den benachbarten Tiefbohrungen ist bei KNAUFF (1978: 22), FARRENSCHON (1986: 22, 1995: 17) und FABIAN (1957: 66) ausführlicher berichtet worden.

Nach HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971: 141) wurden die Schichten des Oberkarbons in der subvariscischen Vortiefe abgelagert. Fluviale Einschüttungen vom nahegelegenen Festland der Rheinischen Masse führten zur Bildung der Sedimentgesteine, kurzzeitige Ingressionen des Meeres in Zeiten stärkerer Absenkung zur Entstehung mariner Horizonte. Eingelagerte Kohlenflöze entstanden aus Waldmooren, die sich in Stillstandszeiten des Absenkungsvorganges ausbreiten konnten. Insgesamt dürften während der Oberkarbon-Zeit etwa 2 000 – 3 000 m mächtige Sedimente im Namur und ca. 900 m mächtige Ablagerungen im Westfal A entstanden sein.

3.2 Perm

Ablagerungen des Perms sind im gesamten Blattbereich zu erwarten. Mehrere Tiefbohrungen im Umkreis des Blattgebiets durchteuften marine Zechstein-Ablagerungen und kontinentale Rotliegend-Schichten (s. Abb. 3).

◀ Abb. 3
Der variscische Untergrund Ostwestfalens
(nach M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984: Taf. 1)

3.2.1 Rotliegend (ro)

Sedimentgesteine des Rotliegend sind auf Blatt Lemgo selbst noch nicht nachgewiesen worden; auf ihre Verbreitung deuten jedoch mehrere Bohrproben aus der Umgebung hin. Die nur etwa 1 000 m vom westlichen Blattrand entfernt liegende Bohrung Lieme 1 (KNAUFF 1978: 23) durchteufte einen hell- bis rötlichgrau gefärbten, fein- bis mittelkörnigen Sandstein, den FABIAN (1958: 476) mit dem Cornberg-Sandstein im engeren Sinne (Oberrotliegend) vergleicht, einer aus der Gegend nordöstlich von Bebra (Hessen) beschriebenen hell- bis gelbgrauen Sandsteinablagerung.

Nach RICHTER (1941: 290) und OPPERMANN (1971: 286) gilt der Cornberg-Sandstein als ufernahe Ablagerung am Rand des Rotliegend-Trogs; beide deuten ihn genetisch als Dünenbildung. KULICK (in KULICK et al. 1984: 28) und GAST (1992: 53) sind für eine Unterscheidung von subaerischem („sensu stricto“) und subaquatischem („im weiteren Sinne“) Cornberg-Sandstein. Sie stellen die Berechtigung der Ansprache als Dünensediment außerhalb der näheren Umgebung des locus typicus in Zweifel.

Eine neue Gliederung des Oberrotliegend in Nordwestdeutschland in drei Formationen – Schneverdingen-, Emden- und Hannover-Formation – gibt GRALLA (1988: 20) an. Aufgrund der lithofaziellen Vielfalt der Oberrotliegend-Sedimente wurde vom Rotliegend-Ausschuß die Einführung von fünf Faziesprovinzen beschlossen, in denen eigenständige Gliederungen zu entwickeln sind. Der Südostrand des Nordwestdeutschen Oberrotliegend-Beckens gehört dabei der Südhannover-Provinz an, die in der lithostratigraphischen Gliederung ausschließlich an die Hannover-Formation gebunden ist (GRALLA 1988: 30).

Die Mächtigkeit der Rotliegend-Ablagerungen im Blattgebiet beträgt wahrscheinlich 40 bis 50 m.

3.2.2 Zechstein (z)

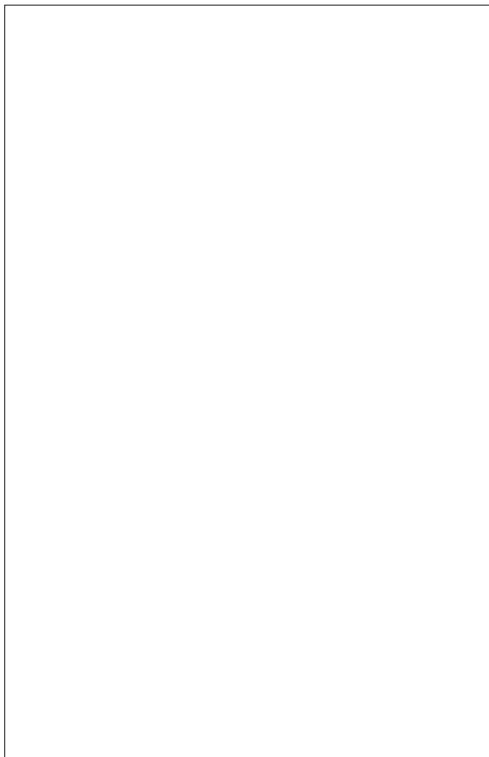
Zu Beginn des Zechsteins gelangte das Blattgebiet unter Meeresbedeckung. Das Zechstein-See drang von Norden und Nordosten kommend in die absinkende Hessische Senke vor und reichte im Westen bis an die Rheinische Masse heran. Infolge starker Verdunstung unter heiß-aridem Klima liefen wiederholt Eindampfungsprozesse ab, die im Zentrum des Norddeutschen Beckens bei zunehmender Evaporation jeweils zu einer Abfolge von Ton-, Carbonat- und Sulfatgesteinen (Anhydrit) sowie Chloriden (Steinsalz, Kalisalz) führten (RICHTER-BERNBURG 1955, 1959, 1972, 1987). In Festlandsnähe ist die Abscheidungsfolge meist erheblich reduziert und durch eine karbonatisch-pelitische Randfazies ersetzt.

KÄDING (1977: 13) gliedert den Zechstein in Südniedersachsen und in der Hessischen Senke in sechs Zyklen; nach BEST (1988: 20) gibt es beckenwärts noch eine siebte Salinarfolge (Mölin-Folge, vgl. Tab. 2).

Das Vorkommen von Ablagerungen des Zechsteins in vermutlich mehr als 1 000 m Tiefe im Untergrund ergibt sich bislang nur aus mehreren Tiefbohrungen in der Umgebung des Blattgebiets. Die Bohrung Lieme 1 (TK 25: 3918 Bad Salzuflen), etwa 1 km südwestlich von Liemergrund gelegen, durchteufte eine nur 270 m mächtige Folge von Dolomit-

stein, Anhydrit und Steinsalz des Zechsteins 2 – 4. Die Bohrung Steinheim 1 (TK 25: 4020 Blomberg), etwa 15 km südöstlich von Hagendonop, hat dagegen alle Zechstein-Folgen angefahren. FABIAN (1953: 188) verweist auf Ergebnisse der Reflexionsseismik, die im Raum Lieme Hinweise für das Vorhandensein einer Insel oder Untiefe lieferten. Eine größere Zechstein-Mächtigkeit und ein vollständigeres Zechstein-Profil sind somit für den südöstlichen Teil des Blattgebiets nicht auszuschließen. Über die Ausbildung der Zechstein-Ablagerungen in den benachbarten Tiefbohrungen ist bei KNAUFF (1978: 24) und FARRENSCHON (1986: 25, 1995: 21) berichtet worden.

Die Mächtigkeit der Zechstein-Ablagerungen wird im Blattgebiet auf 270 bis 380 m geschätzt. Unter dem Teimer-Horstkomplex kann infolge Salzakkumulation durch halokinetische Vorgänge die Mächtigkeit bis zu 700 m betragen (vgl. Taf. 1 in der Anl.).



Mesozoikum

Im Blattgebiet bilden ausnahmslos mesozoische Ablagerungen den zutage tretenden Festgesteinssockel. Die Schichtenfolge umfaßt Mittleren und Oberen Buntsandstein sowie Muschelkalk, Keuper und Unteren und Mittleren Lias. Jüngere mesozoische Schichten sind infolge späterer Abtragung nicht erhalten.

3.3 Trias

Zu Beginn der Trias lag das Blattgebiet im Bereich des Mitteleuropäischen Beckens, das in seiner Ausdehnung und Form weitgehend dem Zechstein-Becken entsprach. Nach WURSTER (1964 b: 224) entstanden die Schichten der Trias in einem epikontinentalen Schelfbereich, der sich in allmählicher gleichmäßiger Absenkung befand. Dabei wechselten marine und kontinentale Einflüsse mehrmals.

Klastische Sedimente im Unteren und Mittleren Buntsandstein und im Mittleren Keuper lassen betont kontinentale Perioden erkennen. Durch epirogene Bewegungen kam es dabei vorwiegend zu Sedimentschüttungen aus südwestlicher Richtung, vor allem von Abtragungsschutt der Rheinischen Masse (ROSENFELD 1978: 138). Zwischenzeitlich über-

wiegen marin abgelagerte Carbonatgesteine. Im Oberen Keuper erfolgte im Blattgebiet die weitreichendste triassische Meerestransgression.

Der gesamte Zeitabschnitt war bestimmt von subtropischem bis semiaridem Klima. Eine ausführliche Darstellung der triassischen Lebewelt wurde von SCHMIDT (1928, 1938) zusammengestellt.

3.3.1 Buntsandstein

Der Ablagerungsraum des mitteleuropäischen Buntsandsteins gliedert sich in ein nördliches brackisch-marines Hauptbecken – das Norddeutsche Becken (Teilbecken des Mitteleuropäischen Beckens) – und zwei im Süden daran anschließende, durch die Schwelle der Rheinischen Masse getrennte Nebenbecken, in denen der Übergang zum limnisch-fluvialen Milieu erfolgt (LEGGEWIE & FÜCHTBAUER & EL-NAJJAR 1977: 553). Das Blattgebiet liegt etwa an der Südküste des Norddeutschen Beckens.

Die sich in Nordnordost-Richtung erstreckende Schwelle der Rheinischen Masse (Hunte- oder Rheinische Schwelle; TRUSHEIM 1961: 361, WOLBURG 1969: 54) wird im Westen von der Niederrhein-Ems-Senke (WOLBURG 1969: 13) und im Osten von der Hessischen Senke (TRUSHEIM 1963: 290), auch Wesersenke genannt (TRUSHEIM 1961: 362), flankiert. Das Blattgebiet liegt am westlichen Rand der Hessischen Senke.

Die Gliederung des Buntsandsteins wurde vom Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974) – basierend auf den Arbeiten von BOIGK (1956, 1959) – verbindlich festgelegt (RICHTER-BERNBURG 1974). Mittlerweile wurde diese Gliederung jedoch in bezug auf die Zugehörigkeit der Bröckelschiefer-Folge zum Zechstein (Zech-

stein 5 – 7, vgl. Tab. 2) korrigiert durch die neuesten Beschlüsse der Subkommission Perm-Trias (1993: 20) der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geowissenschaften (DUGW). Danach wird die auf der unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung der drei Abschnitte beruhende ursprüngliche Dreigliederung des deutschen Buntsandsteins (BEYRICH & ECK 1870) heute durch eine Untergliederung in insgesamt sieben Folgen nach der Abfolge von Sedimentationszyklen ersetzt (Tab. 3).

Tabelle 3
Gliederung des Buntsandsteins
(nach RICHTER-BERNBURG 1974
und Subkommission Perm-Trias 1993)

Buntsandstein	240*	Röt-Folge	Röt 4 (Grauviolette Serie) Röt 3 (Rotbraune Serie) Röt 2 (Bunte Serie) Röt 1 (Graue Serie)
	242	Solling-Folge Hardeggen-Folge (im Blattgebiet vermutlich fehlend) Detfurth-Folge Volpriehausen-Folge	
	247,7	Bernburg-Folge Calvörde-Folge	
	251		

* Alter (Mio. Jahre) nach MENNING (1995)

Der Untere Buntsandstein wird von vorherrschend feinkörnigen Sandsteinen aufgebaut, die meist einen geringen Kalkanteil enthalten. Im Mittleren Buntsandstein schalten sich auch Mittel- bis Grobsandsteine ein, während der Obere Buntsandstein aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen mit Gips- oder Anhydriteinschaltungen besteht; möglicherweise ist auch

mit etwas Steinsalz an der Basis zu rechnen. Die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein ist im Raum Lippe nicht deutlich erkennbar.

Die Buntsandstein-Ablagerungen erreichen im Blattgebiet eine Mächtigkeit bis zu 560 m.

3.3.1.1 Unterer Buntsandstein (su)

Unterer Buntsandstein ist im Blattgebiet weder aufgeschlossen noch von Bohrungen durchteuft worden. Die Erkenntnisse aus mehreren Tiefbohrungen im Umkreis des Blattgebiets – insbesondere die aus der am nächsten gelegenen Bohrung Lieme 1 – und die tiefengeoelektrischen Messungen am Teimer-Horstkomplex geben jedoch über Ausbildung und Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins Auskunft.

Die Schichtenfolge besteht aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen, glimmerführenden Sandsteinen und zum Teil schluffig-sandigen Tonsteinen. Die Sandsteine, die mitunter auch quarzitisch in zentimetergroßen Linsen oder Bändern auftreten, sind rotbraun, auch rötlichgrau und grau, selten grünlichgrau; sie sind meist dolomitisch-kalkig gebunden. Die Tonsteine sind rotbraun bis dunkelrotbraun und lagenweise auch schwach dolomitisch. Einzelne Gips- oder Anhydritknöllchen können auftreten.

Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins beträgt im Blattgebiet vermutlich 220 bis 230 m. Davon entfallen in der Bohrung Lieme 1 rund zwei Drittel auf die Calvörde-Folge und etwa ein Drittel auf die Bernburg-Folge (vormals „Untere“ und „Obere Gruppe“ nach BOIGK 1959).

3.3.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Als älteste im Blattgebiet anstehende Gesteinsabfolge treten im Teimer-Horstkomplex zwischen Bavenhausen und Lattberg Schichten des Mittleren Buntsandsteins zutage. Sie bestehen aus Sand- und Schluffsteinen mit Zwischenlagen von Tonsteinen. Neben vorwiegend feinsandigen Sedimenten wurden jeweils als Basisschüttung von zyklischen Abfolgen auch mittelkörnige, teilweise grobkörnige und mitunter sekundär poröse Sandsteine abgelagert, denen im Hangenden schluffige und tonige Schichten folgen. Ein charakteristisches Merkmal dieser Stufe sind violette Farbtöne.

Nach HERRMANN (1964: 16) und ROSENFELD (1978: 140) zeichnet sich der Mittlere Buntsandstein des Blattgebiets durch eine Schichtlücke im Bereich der Hardeggen-Folge aus, so daß die Solling-Folge diskordant die Detfurth-Folge überlagert (s. auch WYCISK 1984: 86). Bei vollständiger Ausbildung können insgesamt vier Abfolgen ausgeschieden werden (s. Tab. 3). Drei abgeteufte Spülbohrungen und nur wenige Lesesteinfunde ließen im Blattgebiet jedoch keine Gliederung des Mittleren Buntsandsteins erkennen.

Gesteine und Mächtigkeit: Die plattigen bis dünnbankigen, meist unebenflächigen, klüftigen Sand- und Schluffsteine sind glimmerführend, zum Teil tonig und dolomitisch-kalkig gebunden oder verkieselt. Vereinzelt treten Einsprengungen von Hämatit in kleinen Hohlräumen auf, die aus CO₂-haltigen Tiefenwässern oxidierten (GRUPE in RENNER 1915: 7, BÜCHNER & SERAPHIM 1973: 21). Es zeigen sich auch punktförmige bis

schlierige Manganvererzungen. Die Farbskala reicht von rot und hellrot bis rotviolett und violettbraun, mitunter treten auch weißgraue und im verwitterten Zustand gelblichbraune Farben auf.

Die Ton- bis Mergeltonsteine sind feinsandig bis schluffig, rot und rotbraun, auch grau oder grünlichgrau-gefleckt. Oberflächennah kann Fasergips auftreten, oder die tieferen Schichten führen Anhydrit. Klufflächen sind weitgehend mit Calcit besetzt.

Die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins steigt vermutlich von Südwesten nach Nordosten von ca. 150 m auf etwa 180 m an.

3.3.1.3 Oberer Buntsandstein (Röt) (so)

Mit Beginn des Oberen Buntsandsteins dehnte sich das Röt-Meer von Norden bis in die Hessische Senke aus; damit endete der fluviatile Transport klastischen Materials. Das Blattgebiet lag nun in einem salinaren, gezeitenfreien Ruhigwasserbereich, der nur stellenweise kleinere deltaische Schüttungen aufnahm (TIETZE & KOSLOWSKI & KLEUSBERG 1988: 7).

Der Obere Buntsandstein im Blattgebiet setzt sich nach Spülbohrproben fast ausschließlich aus Schluff- und Sandsteinen zusammen; vermutlich ist aber der Tonsteinanteil im Probenmaterial stark unterrepräsentiert. An der Basis des Röts ist mit einem geringmächtigen Steinsalzlager zu rechnen; auch Vorkommen von Gips und Anhydrit sind zu erwarten. Die sonst relativ eintönigen Ablagerungen unterteilte HINZE (1967: 641) nach der jeweils vorherrschenden Gesteinsfarbe in vier Abschnitte (vgl. Tab. 3). In den Spülbohrungen war die Gliederung fast immer möglich; die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtgliedern sind jedoch unscharf. Eine Kartierung der einzelnen Abschnitte erwies sich als nicht durchführbar. Der Röt nimmt im Teimer-Horstkomplex die meist unbewaldeten Senken und Hangbereiche zwischen dem Rücken des Mittleren Buntsandsteins in der Gemarkung Erholz und den Muschelkalk-Höhen (Teimer, Sundern) ein.

Gesteine: Aus Tiefbohrungen in der näheren Umgebung des Blattgebiets geht hervor, daß an der Basis des Röts ein 20 – 25 m mächtiges Steinsalzlager zu erwarten ist (Bohrung Kalldorf 1: 30 m Röt-Salz, MALZAHN 1960: 230; Bohrung Lieme 1: 20 m, KNAUFF 1978: 27; Bohrung Detmold 2: 8,5 m, FARRENSCHON 1986: 29). Im Hangenden folgen vorwiegend Schluff- und Feinsandsteine, in die Ton- und Mergeltonsteinlagen und vereinzelt auch Dolomitsteine eingeschaltet sein können. In den Spülbohrungen fanden sich in der gesamten Abfolge kalzitische Gipsresiduen, selten einzelne Gipsstückchen.

Die glimmerführenden Schluff- und Feinsandsteine sind braun bis violettrot, selten hell- und blaßrot und nur vereinzelt grünlich- oder weißlichgrau; sie haben mitunter grüngraue Entfärbungsflecken. Sie zerfallen meist polygonal-bröcklig, können Hämatitbeläge zeigen und sind zum Teil kalkhaltig.

Die Ton- und Mergeltonsteine sind häufig schluffig, glimmerstäubig und wenig verfestigt. Als Lesesteine findet man mitunter verkieselte Partien mit feinen Poren. Die Farben schwanken von rotbraun bis braunrot, auch rotviolett und grünlichgrau treten auf; die Dolomitsteine sind braungelb bis gelblichbraun. Als Lesesteine kommen mitunter gelbe,

von Calcitäderchen durchzogene, dolomitische Mergelkalksteine vor, die MESTWERDT (1916: 9) mit den oberen Myophorienschichten Thüringens vergleicht.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins kann im Blattgebiet zwischen 120 m im Westen und 150 m im Osten betragen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder des Röts lassen sich nur schwer abschätzen, da keine vollständigen Bohrprofile vorliegen. Zudem ist die Auslaugung von Gips in den höheren Profilen weiter fortgeschritten als in größeren Teufen. Geschätzt werden folgende Mächtigkeiten: Röt 4 bis ca. 50 m, Röt 3 bis ca. 45 m, Röt 2 bis ca. 30 m und Röt 1 bis ca. 25 m.

3.3.2 Muschelkalk

Mit Beginn des Muschelkalks änderten sich die Sedimentationsverhältnisse. Bei semiaridem bis aridem Klima entstanden vorwiegend kalkreiche Ablagerungen in einem flachen Rand- bis Binnenmeer, das im Osten durch die Oberschlesische Pforte sowie durch eine weitere Verbindung am Ostrand der Karpaten (KOZUR 1974) mit der südeuropäischen Tethys in Verbindung stand. Von dort aus wanderte eine individuenreiche, jedoch recht artenarme Fauna in das Mitteleuropäische Becken ein. Im mittleren Abschnitt des Muschelkalks bestand die Meeresverbindung nicht mehr. Es stellten sich lagunäre Verhältnisse mit teilweise hyperhalinen Bedingungen ein. In zentralen Teilen des Beckens – aber nicht im Blattgebiet – kam es zur Abscheidung von Steinsalz und Anhydrit, der später in Gips umgewandelt wurde. Gebietsweise können auch rote Sedimentlagen eingeschaltet sein (LOTZE 1933: 388, FARRENSCHON 1986: 37), die den Einfluß des nahen Festlands (Rheinische Masse) widerspiegeln. Im jüngeren Muschelkalk entstand zwischen dem Mitteleuropäischen Becken und der Tethys mit der Burgundischen Pforte – in südwestlicher Fortsetzung der Hessischen Senke – eine neue Meeresverbindung. Zunächst siedelten in dem noch sehr flachen Wasser neben Muscheln und Brachiopoden (Armfüßer) ganze Wälder von Crinoiden (Seellilien), später herrschten in dem etwas tiefer werdenden Wasser Ceratiten (Kopffüßer) vor.

Der mittlere Teil des Trias-Systems wird lithostratigraphisch in Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk gegliedert. Allen Stufen gemeinsam ist das Auftreten von Kalk-, Mergel- und Dolomitsteinen mit unterschiedlicher Dominanz. Der Muschelkalk ist im Blattgebiet vollständig entwickelt. Zutage treten die Carbonatgesteine meist in isolierten Vorkommen im Nordostteil des Blattgebiets im Verlauf der Piesberg-Pyrmonter Achse.

Die Mächtigkeit des Muschelkalks im Blattgebiet beträgt nach Profilaufnahmen und Vergleichen mit den Nachbargebieten 225 – 240 m.

3.3.2.1 Unterer Muschelkalk (mu)

Zwischen Schellental westlich von Brosen und Mordkuhle östlich von Lüerdissen stehen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks in mehreren beulen- bis horstartigen Hebungszonen im Zuge der Piesberg-Pyrmonter Achse zutage an und treten dort auch morphologisch recht deutlich in Erscheinung. Ein weiteres Vorkommen erstreckt sich in einem Tälchen bei Huxol im Kernbereich einer kleinen Aufsattelung.

Das typische Gestein des Unteren Muschelkalks ist ein plattiger, mergeliger grauer Kalkstein, der wegen seiner unebenen Schichtflächen als Wellenkalk bezeichnet wird. Diese Schichtungsform kann sowohl durch Oszillationsrippeln als auch durch Lösungsrippeln und Längsplattung (Sigmoidalklüftung) bedingt sein (BEIERSDORF 1968). Relativ häufig finden sich im Gestein Lebensspuren von kriechenden, grabenden oder bohrenden Organismen. Die Wohn- und Freßbauten setzen sich deutlich durch ihre reinere Kalkschlammausfüllung von der Matrix ab. Eingeschaltet sind Bänke und Bankfolgen reiner Carbonatgesteine sowie schwach oolithischer, wulstig-knaueriger und bioklastenreicher oder poröser Kalksteine, die infolge ihrer erheblichen Verwitterungsbeständigkeit vielfach Geländerippen in der Landschaft bilden. In Begleitung dieser Bänke findet man in der Regel gelbbraune bis dottergelbe Kalksteine (Gelbkalke), die eine sehr gute Kartierhilfe darstellen. Die Bezeichnung „Gelbkalk“ ist ein in der Literatur feststehender Begriff, obwohl es sich bei diesen Sedimenten nicht um Kalksteine, sondern um Dolomitsteine oder dolomitische Kalkmergel- bis Mergelkalksteine handelt.

Die Gesteinstypen dieser Abfolge lassen sich in genetischer Hinsicht in Sedimentationszyklen gliedern, die jeweils eine Entwicklung vom kristallinem Kalkstein über dichten Kalk- und Mergelstein bis zum Gelbkalk aufweisen (FIEGE 1938). Diese Zyklen wurden durch epigene Bewegungen verursacht, die das Ablagerungsmilieu von vollmarin bis lagunär veränderten. Das Vorkommen der Gelbkalke läßt auf ein sehr flaches, übersalztes und möglicherweise auch abgeschnürtes Becken schließen, dessen lebensfeindliches Milieu durch das Fehlen von Fossilien oder Lebensspuren dokumentiert wird. Die Gelbfärbung erfolgte dabei primär während der Sedimentation oder kurz darauf; sie hat innerhalb der einzelnen Zyklen nur die jeweils obersten Schichten erfaßt.

Zahlreiche Bearbeiter (u. a. SCHÜLLER 1967, SCHULZ 1972) haben versucht, den Unteren Muschelkalk nach den Sedimentationszyklen faziell-genetisch zu gliedern und die einzelnen Gesteinstypen ganz bestimmten Bildungsmilieus zuzuschreiben. Für das Blattgebiet erwies sich ein solches Gliederungsschema als ungeeignet und im Gelände nur punktuell nachvollziehbar, zumal der ideale Zyklus nicht immer vollständig ausgebildet ist. Die beste Kartierungsgrundlage bietet die klassische lithostratigraphische Leitbankgliederung nach den Leithorizonten Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkzone (FRANTZEN 1889), die über Hunderte von Kilometern in fast gleichbleibender Ausbildung zu verfolgen sind; die Bezeichnung „-zone“ stellt dabei keinen biostratigraphischen Terminus dar. Die Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks wird wie folgt unterteilt:

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

Die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks erreicht im Blattgebiet 105 – 110 m.

3.3.2.1.1 Unterer Wellenkalk (muW1)

Unterer Wellenkalk SEIFERT 1929

Unterer flaseriger Wellenkalk WEERTH 1929

Bereich der Basiskonglomeratbänke, Wellenkalk 1 STEIN 1968

Unterer Wellenkalk mit Basisgelbkalk KNAPP in LEPPER 1976

Die Basisschichten zwischen den schluffig bis tonig-mergeligen Ablagerungen der obersten Röt-Folge und den typischen Wellenkalksteinen des Unteren Muschelkalks sind im Blattgebiet nirgendwo aufgeschlossen. Nur selten finden sich Lesesteine von konglomeratischem Kalkstein, die auf die tiefsten Schichten des Unteren Wellenkalks hinweisen könnten. Mitunter treten aber einige Schillagen oder ganze Schalenpflaster in einer ansonsten recht eintönigen Mergel- und Kalksteinfoolge mit zumeist unebenen Schichtflächen auf. Der Wellenkalkstein zeugt von einem bewegten Flachmeer mit anscheinend optimalen Lebensbedingungen bei geringer Tonsedimentation.

Gesteine: Der Untere Wellenkalk beginnt in Anlehnung an HINZE (1967: 677) und KNAPP (1983: 33) sowie auf Beschluß der Subkommission Perm-Trias (1993: 21) mit dem Grenz- oder Basisgelbkalk, einer Folge plattiger, feinschichtiger, dottergelb bis gelbrötlich gefärbter dolomitischer Mergelkalksteine. Ihre Mächtigkeit dürfte im Blattgebiet etwa 1 m betragen. Im Hangenden lagert eine wenige Zentimeter mächtige graue konglomeratische Kalksteinbank mit eckigen bis kantengerundeten Sedimentfragmenten, in der erste marine Fossilien auftreten. Es folgt der typische Wellenkalkstein mit mittel- bis dunkelgrauen, plattigen bis dünnbankigen, oft flaserigen, welligen Kalk- und Schillkalksteinen sowie Mergelkalk- bis Kalkmergelsteinen, in die sich dünne Tonmergelsteinlagen einschalten. Mitunter treten auch dünnbankige, schwach oolithische Kalksteinbänke mit Schrägschichtungsstrukturen auf. Der Kalkstein ist hart und dicht, meist scharfkantig brechend; einzelne, auch dickere Kalksteinbänke können seitlich rasch auskeilen.

Fossilien: Relativ häufig sind im Gestein Lebensspuren von Organismen anzutreffen; besonders zahlreich ist das Spurenfossil *Rhizocorallium commune* SCHMIDT, bei dem es sich um den meist U-förmigen Bau eines Suspensionsfressers handelt. In einigen Abschnitten des Profils treten Schillagen auf mit Resten von Brachiopoden (Armfüßer), Lamellibranchiaten (Muscheln) oder Gastropoden (Schnecken).

Verbreitung: Unterer Wellenkalk streicht in einzelnen Klippen und Böschungsanschnitten nordöstlich von Rentorf am Südosthang des Teimers sowie im Südosten der Gemarkung Erbholz und am südlichen Lattberg, östlich von Lüerdissen, zutage aus. Er findet sich zudem – vorwiegend als Lesesteine – an den Hängen des unteren Schellentals, westlich von Brosen, und in einem breiten Streifen entlang eines Abschnittes der Straße zwischen Brosen und Niedermeien.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im Bereich Teimer – Lattberg vollzieht sich der Übergang von der klastischen Röt- zur karbonatischen Wellenkalkfazies relativ rasch, so daß die Buntsandstein/Muschelkalk-Grenze im Blattgebiet – nicht zuletzt auch morphologisch – recht deutlich zu fixieren ist. Das Hangende wird mit dem Einsetzen der plattigen, dichten, dottergelben bis gelbrötlichen Mergelkalksteine abgegrenzt. Die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks beträgt im Blattgebiet 30 – 35 m.

Aufschlüsse: Aufgeschlossen ist der Untere Wellenkalk in mehreren kleinen Böschungsanschnitten, unter anderem an der Straße östlich von Rentorf (s. Kap. 10.1:

Aufschl. 3), oder als Klippenbildner am Osthang des Teimers (u. a. R 95 900, H 70 720). Erwähnenswert ist zudem das Restvorkommen eines aufgelassenen kleineren Kalksteinbruches am nördlichen Teimer (R 96 195, H 71 295); dort stehen im Westteil des Bruches etwa 4 m graue, wellig-plattige Kalksteine an.

3.3.2.1.2 Oolithzone (muO)

Oolithbänke (α und β) FRANTZEN & VON KOENEN 1889

Zone der Oolithbänke STILLE 1908

Oolithzone STILLE 1935

Oolithbank-Bereich BLOCH 1963

Horizont der Oolithbänke STEIN 1968

Die Oolithzone stellt eine weithin horizontbeständige und mitunter auch morphologisch gut erkennbare Einheit des Unteren Muschelkalks dar. Ihr Name hat seinen Ursprung in der teilweise schwach oolithischen Ausbildung einzelner Kalksteinbänke. Die Abfolge gliedert sich nach FRANTZEN & VON KOENEN (1889: 451) in eine Untere und eine Obere Oolithbank, die durch ein Wellenkalkzwischenmittel und die für die Oolithzone charakteristischen Gelbkalksteine getrennt sind.

Gesteine: Die Untere Oolithbank, die stets mächtiger ausgebildet ist als die obere, ist gekennzeichnet durch harte, plattige bis dünnbankige, teilweise uneben-wellige, dichte, weniger feinkristalline Kalksteine, die eine schwache bis deutliche Geländestufe bilden. In die grauen bis bläulichgrauen, mitunter fleckig-eisenschüssigen, teilweise auch Bruchschill führenden Kalksteine schalten sich dünne Lagen von grauen bis dunkelgrauen Mergel-, meist Tonmergelsteinen ein.

Das Zwischenmittel besteht in seinem unteren Teil aus wellig-plattigen, grauen bis bräunlichgrauen Kalk- und Mergelkalksteinen. Der höhere Teil führt plattig oder scherbilig zerfallende, dichte, dolomitische Kalk- bis Kalkmergelsteine, die im Gelände durch ihre braungelbe, in verwittertem Zustand intensiv dottergelbe Farbe leicht zu erkennen sind. Untersuchungen von LUKAS (1991: 127) ergaben, daß die Gelbkalksteine der Oolithzone einen Dolomitgehalt zwischen 30 und 40 % aufweisen. Nach MESTWERDT (1916: 11) läßt sich eine hellgelbe plattige Unterstufe mit flaseriger Feinschichtung und eine braungelbe Oberstufe mit unebenen, fast wulstigen Schichtflächen erkennen. Im Hangenden können wiederum geringmächtige, wellig-plattige, teilweise Intraklasten führende, graue Kalksteine auftreten.

Die Obere Oolithbank ist ein dichter bis feinkristalliner, plattiger, zum Teil unebenflächiger, grauer bis braungrauer, in verwittertem Zustand rostfarbener, mitunter schaumig-poröser Kalkstein, mit teilweise oolithischer Struktur.

Fossilien: Neben wenigen Spurenfossilien, vorwiegend im unteren grauen Zwischenmittel, gibt es in beiden Oolithbänken eine mitunter individuen- und artenreiche Fauna, deren schlechter Erhaltungszustand jedoch eine Bestimmung unmöglich machte. Die Carbonatgesteine der Oberen Oolithbank erhielten ihr schaumig-poröses Aussehen nach Herauswittern von Fossilbruchstücken.

Verbreitung: Die Oolithzone läßt sich im Blattgebiet insbesondere durch ihre dottergelb verwitterten Gelbkalklesteine gut verfolgen. So treten diese beiderseits des un-

teren Schellentals auf, auf den Ackerflächen östlich von Bavenhausen, nördlich und südlich des Lattbergs sowie in Klippen und am Kamm des südlichen und östlichen Teimers.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Da die Oolithzone im Blattgebiet nur an ihren auffallend gelben dolomitischen Kalk- bis Kalkmergelsteinen zu erkennen ist, kann – neben einer möglichen, mehr oder weniger deutlichen Geländestufenbildung – allein die Verbreitung der Gelbkalklesteine als Kriterium der Abgrenzung dienen. Die Mächtigkeit der Oolithzone liegt zwischen 6 und 7 m. In einem Straßenanschnitt bei Rentorf läßt sich eine differenziertere Gliederung erkennen (MESTWERDT 1916: 11, ROHDE 1963 b: 17):

0,6 m	Obere Oolithbank
0,4 m	oberes graues Zwischenmittel
1,3 m – 1,7 m	gelbes Zwischenmittel
2,0 m – 2,4 m	unteres graues Zwischenmittel
1,8 m – 2,0 m	Untere Oolithbank

Aufschlüsse: Recht gut aufgeschlossen sind die Carbonatgesteine der Oolithzone in einem Böschungsanschnitt am südlichen Teimer, östlich von Rentorf (R 95 915, H 70 680; s. Kap. 10.1: Aufschl. 3); im weiteren Verlauf des Steilhanges treten einzelne Klippen hervor.

3.3.2.1.3 Mittlerer Wellenkalk (muW2)

Unterer flasriger Wellenkalk WEERTH 1929

Mittlerer Wellenkalk SEIFERT 1929

Wellenkalk 2 STEIN 1968

Im Mittleren Wellenkalk herrschen erneut Mergelstein- und plattige Kalksteinsfolgen mit zumeist unebenen Schichtflächen vor. In diese typische Wellenkalkfazies schalten sich mehrere feste Kalksteinbänke ein, die – regional weit verbreitet – zum Teil leitenden Charakter haben. So konnte STEIN (1968: 824) in Südniedersachsen insgesamt vier Bezugshorizonte verfolgen, die beispielsweise auch im Raum Detmold nachzuweisen waren (FARRENSCHON 1986: 33). Im Blattgebiet erlaubten die wenigen aufgeschlossenen Teilprofile keine exakte Korrelation. Lediglich im Liegenden der Terebratellzone wurden gelblich verwitternde, mergelige Wechselfolgen nachgewiesen, die auch aus Nordhessen und Südniedersachsen beschrieben wurden (ROSENFELD & THIELE 1992: 497).

Gesteine: Den Hauptgesteinsanteil bilden klüftige, graue, mitunter rostfleckige, dicht bis feinkristalline, plattige, zum Teil flaserige Kalk-, Mergelkalk- und Kalkmergelsteine mit in der Regel wulstig-welligen Schichtflächen. Dazwischengeschaltet sind dünne, blättrige, graue bis braungraue Mergelsteinlagen sowie einzelne geringmächtige Kalksteinbänkchen mit Muscheldetritus oder mit teilweise konglomeratischer Ausbildung; mitunter kommen auch Knauernlagen vor. Im höchsten Abschnitt treten bis zu 1,5 m mächtige graue und gelblichbraune, verwittert dottergelbe, schwach wellig ausgebildete, dolomitische Kalkmergelsteine auf, die teilweise stark entfestigt sind. Die Klufflächen sind zumeist mit Calcit, Siderit (Eisenspat) und zum Teil mit Brauneisen ausgekleidet.

Fossilien: Die Fauna des Mittleren Wellenkalks beschränkt sich im wesentlichen auf Ichnofossilien; mitunter ist auf den Schichtflächen *Rhizocorallium commune* SCHMIDT zu erkennen. Dagegen treten in mehreren Bruchschillbänkchen nur unbestimmbare Schalenreste auf.

Verbreitung: Mittlerer Wellenkalk findet sich, zumeist als Lesesteine, auf den Ackerflächen oberhalb des Schellentals und nordöstlich von Bavenhausen, zudem – selten auch in Klippen – am Teimer, im Südosten der Gemarkung Erbholz, am südlichen Lattberg und im Bereich Mordkuhle östlich von Lüerdissen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Bedingt durch die Ausbildung in typischer Wellenkalkfazies lässt sich die mittlere Stufe des Unteren Muschelkalks recht deutlich von den im Hangenden auftretenden Schichten abgrenzen. Die Terebratelzone macht sich morphologisch durch eine in der Regel deutliche Geländekante sowie ihre weitgehend knauerigen und fossilreichen Carbonatgesteine bemerkbar. Im Grenzbereich treten zudem gelbbraune bis dottergelbe Mergelkalksteine auf, die auch als Lesesteine eine deutliche Kartierhilfe bei der Grenzziehung darstellen.

Die Mächtigkeit des Mittleren Wellenkalks lässt bei dem Vorkommen am südlichen Teimer bei Rentorf ein Anschwellen auf 35 – 40 m vermuten. Dieser Wert liegt bis zu 15 m über den Mächtigkeiten der Vorkommen aus dem Raum Detmold am Südostrand des Osnings (FARRENSCHON 1986: 33). Im Lipper Bergland deutet sich damit ein nach Ost-nordost gerichteter Sporn mit zunehmender Mächtigkeit an (vgl. ROSENFELD & THIELE 1992: 498, Abb. 5).

Aufschlüsse: Einen guten Einblick in die Ablagerungen des Mittleren Wellenkalks bietet der Böschungsanschnitt am südlichen Teimer, östlich von Rentorf (R 95 915, H 70 680; s. Kap. 10.1: Aufschl. 3), der auch schon von MESTWERDT (1916: 11) und ROHDE (1963 b: 16) beschrieben wurde. Neben kleineren Klippen am Teimer und am Lattberg erfassen zudem eine Wegrandböschung in der Gemarkung Erbholz (R 96 400, H 70 310) und die Wand eines aufgelassenen Steinbruchs am südlichen Teimer (R 95 830, H 70 750 – mit den obersten Gelbkalksteinen) einen kleinen Ausschnitt der Abfolge.

3.3.2.1.4 Terebratelzone (muT)

Terebratelbank-Horizont (γ) FRANTZEN & VON KOENEN 1889
Zone der Terebratulabänke STILLE 1908
Zone der Werkstein- oder Terebratula-Bänke MESTWERDT 1911
Terebratula-Bänke STILLE 1911
Zone der Terebratula- oder Werksteinbänke MESTWERDT 1916
Terebratel- oder Werksteinbänke WEERTH 1929
Terebratalkalk-Bereich BLOCH 1963
Terebratelzone LAEMMLEN 1967
Horizont der Terebratelbänke STEIN 1968

An der Basis der Terebratelzone pflegte man früher bei der Zweiteilung des Unteren Muschelkalks die Grenze zwischen Unterem und Oberem Wellenkalk zu ziehen (MESTWERDT 1911: 5), eine Grenze, die auch in der Landschaft durch das Hervortreten knaueriger, fossilführender Kalksteinbänke („Werksteinbänke“) deutlich sichtbar ist. Wegen seiner Verwitterungsbeständigkeit bedingt der Horizont der Terebratelbänke an vielen Stellen im Gelände eine markante Rippe.

Der Name der Zone ist zurückzuführen auf das mitunter massenhafte Auftreten von *Coenothyris vulgaris* (VON SCHLOTHEIM), einer Brachiopodenart, die zur Familie der Terebratuliden gehört und erstmals von FRANTZEN (1888) im Thüringer Raum untersucht wurde. Im Blattgebiet sind Vertreter dieser Art recht selten, wenn überhaupt treten nur Bruchstücke davon auf. Die Terebratelzone setzt sich zusammen aus zwei unterschiedlich mächtigen Wulstkalksteinsfolgen, die durch ein Wellenkalkzwischenmittel getrennt sind.

Gesteine: Die stets mächtigere Untere Terebratelbank („Hauptbank“) besteht aus mehreren dünnbankigen, sehr harten, wulstig-knauerigen, vorwiegend dichten, stellenweise auch kristallinen, mitunter feinporösen, grauen bis bläulichgrauen Kalksteinen. Eingeschaltet sind Bänke von bräunlichgrauem Bruchschillkalkstein und unebenflächige Mergelkalksteine in Wellenkalkfazies. Die Carbonatgesteine mit schaumiger Struktur sind durch Siderit häufig rostfarben gefleckt.

Das Zwischenmittel setzt sich aus plattigen, zum Teil flaserigen, meist unebenwelligen, grauen Mergelkalksteinen zusammen, in die sich millimeterdünne, zum Teil blättrige Tonmergelsteinlagen unregelmäßig einschalten.

Die Obere Terebratelbank ist in der Regel nur etwa 0,5 m mächtig und kann im Gelände eine undeutliche zweite Kante bilden. Der plattige graue Kalkstein ist zumeist wulstig-knauerig, und mitunter schalten sich braungraue bis rostbraune Schillagen ein.

Fossilien: In den wenigen aufgeschlossenen Partien war in den Schillkalksteinen nur unbestimmbarer Detritus mit Schalenresten von Muscheln, Schnecken, Brachiopoden sowie Crinoidenstielglieder zu erkennen. Das Zwischenmittel enthält Spreitenbauten von *Rhizocorallium commune* SCHMIDT.

Verbreitung: Die Hauptbank der Terebratelzone bildet im Raum Lüerdissen – Brosen mehrere Bergkuppen, wie etwa am Lattberg, die südlich von Brosen gelegene Höhe 287,8 oder die bewaldeten Anhöhen beiderseits des Schellentals (u. a. die Höhe 251,6). Klippen und Kanten der Unteren Terebratelbank zeigen sich zum Beispiel am Teimer und im Bereich Mordkuhle.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der wulstig-knauerige Leithorizont mit seiner relativ großen Resistenz im Vergleich zu den weniger widerstandsfähigen Kalk- und Mergelsteinen des Mittleren und Oberen Wellenkalks sowie die braun- bis dottergelben Kalkmergelsteine im unmittelbaren Liegenden gestatten eine recht deutliche Abgrenzung der Terebratelzone. Die Mächtigkeit beträgt im Blattgebiet 8 – 8,5 m.

Aufschlüsse: Neben zahlreichen Klippen zwischen Schellental und Mordkuhle sind Abschnitte der Unteren Terebratelbank in einem Aufschluß südlich von Brosen (R 97 140, H 72 660) und am Rande eines aufgelassenen Mergelsteinbruchs am südlichen Teimer (R 95 830, H 70 750) der Beobachtung zugänglich. MESTWERDT (1916: 11) und ROHDE (1963 b: 15) beschreiben die Vorkommen an der Straßenböschung östlich von Rentorf (R 95 840, H 70 680; s. Kap. 10.1: Aufschl. 3).

3.3.2.1.5 Oberer Wellenkalk (muW3)

Oberer Wellenkalk (partim) MESTWERDT 1911, STILLE 1911
Oberer flaseriger Wellenkalk MESTWERDT 1916
Oberer Wellenkalk SEIFERT 1929
Wellenkalk 3 STEIN 1968

Morphologisch bildet der Obere Wellenkalk ein etwas flacheres Hangstück zwischen den beiden härteren Leithorizonten der Terebratel- und der Schaumkalkzone. Die Carbonatgesteine unterscheiden sich vom Unteren und Mittleren Wellenkalk durch ihre überwiegend plattige und weniger unebenflächige Ausbildung. Im Blattgebiet werden die Ablagerungen meist durch Störungen gegen den Mittleren Muschelkalk abgeschnitten. Aufschlüsse waren zur Zeit der Blattaufnahme nicht vorhanden; es fanden sich lediglich Lesesteine verstreut im Gelände.

Gesteine: Vorherrschend sind graue, bräunlichgraue, mitunter auch rostfleckige, plattige, teilweise flaserige Kalk-, Mergelkalk-, und Kalkmergelsteine, wobei die weniger reinen Kalksteine zum Hangenden hin zunehmen. Die Carbonatgesteine haben im unteren Teil noch uneben-wellige Schichtflächen, während die jüngeren Ablagerungen nur noch leicht gewellt bis ebenflächig sind. Zwischengeschaltet finden sich zentimetermächtige graue Tonmergelsteine sowie – vorwiegend im tieferen Abschnitt – bis zu 5 cm mächtige, harte, graue Kalksteinbänke mit teilweise reichlich Bruchschillbesatz. Etwa 1 m unter der Hangendgrenze schalten sich gelblichbraune dolomitische Kalkmergelsteine ein.

Fossilien: Neben unbestimmbaren Schalenresten von Muscheln und Schnecken war in Lesesteinen vereinzelt auch das Spurenfossil *Rhizocorallium commune* SCHMIDT erkennbar.

Verbreitung: Oberer Wellenkalk streicht im Blattgebiet zutage in den Schollen von Unterem Muschelkalk im Bereich Mordkuhle, im Osten der Gemarkung Erbholz und am Teimer, im oberen Schellental sowie in kleinen Ausbissen entlang der Straße Niedermeien – Brosen und in der Sattelstruktur bei Huxol.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die harten Leitbänke der Terebratelzone im Liegenden und die auch als Lesesteine gut verfolgbaren Gelbkalksteine am Übergang zur Schaumkalkzone bilden in der Regel ideale Abgrenzungsparameter. Im Blattgebiet sind jedoch die markanten Leitbänke nur an drei Stellen nachgewiesen. Die Mächtigkeit des Oberen Wellenkalks beträgt 10 – 12 m.

3.3.2.1.6 Schaumkalkzone und *orbicularis*-Schichten (muS)

Schaumkalk-Horizont (δ) und sogenannte Orbicularis-Schichten FRANTZEN & VON KOENEN 1889
Zone der Schaumkalkbänke STILLE 1908
Schaumkalkzone STILLE 1911
Schaumkalk-Bereich und Orbicularis-Schichten BLOCH 1963
Bereich der Schaumkalkbänke STEIN 1968
Schaumkalk SCHULZ 1972
Schaumkalkzone und *orbicularis*-Schichten KNAPP 1983

Die Schaumkalkzone im weiteren Sinne (i. w. S.) umfaßt neben den charakteristischen porösen, „schaumigen“ Kalksteinbänken auch die *orbicularis*-Schichten im Grenzbereich

zum Mittleren Muschelkalk. Die fossilführenden Ablagerungen oberhalb der Schaumkalkzone bilden normalerweise eine selbständige Einheit. Da eine Abgrenzung bei der Geländeaufnahme jedoch nicht möglich war, sind die Schichten aus kartiertechnischen Gründen zusammengefaßt worden.

Die Schaumkalkzone enthält in ihrer klassischen Ausbildung (z. B. in Nordhessen) drei meist aus Fossildetritus bestehende harte Kalksteinbänke mit wellenkalkartigen Zwischenlagen (COLDEWEY 1973: 10). Im Blattgebiet ist von der jüngsten Leitbankzone des Unteren Muschelkalks vermutlich nur die unterste Schaumkalkbank entwickelt. Im Bereich Mordkuhle, östlich von Lüerdissen, wurden die auftretenden härteren Kalksteinbänke im Hangenden des Oberen Wellenkalks ebenfalls der Schaumkalkzone zugeordnet.

Gesteine: Die Schaumkalkzone besteht aus einer Wechselfolge plattiger, unebenflächiger, zum Teil flaserig-schlieriger, dichter, grauer Mergelkalksteine mit bis zu 15 cm mächtigen Schillkalksteinbänken. Zum Hangenden hin ist in den Wellenkalklagen eine Zunahme von gelblichbraunen bis gelblichgrauen, mitunter blättrigen dolomitischen Mergelkalksteinen zu beobachten, die faziell den Übergang zur salinaren Sedimentation des Mittleren Muschelkalks andeuten. Auch an der Basis der untersten Schaumkalkbank kann ein Gelbkalkhorizont auftreten, dessen dottergelb verwitternde Lesesteine eine gute Kartierhilfe sind.

Die sehr reinen und festen, plattigen, zum Teil auch wulstig-knauerigen und aus Fossildetritus bestehenden Kalksteine sind grau bis bräunlichgrau, durch Limonit in Poren oder Löchern rostbraun gefleckt, und stellenweise treten unregelmäßig intraformationale Kalkgerölle auf. Die Kalksteine sind mitunter feingebändert und verwittern deutlich hellgrau bis weißlich; sie sind durchsetzt von millimetergroßen unregelmäßigen Poren, zum Teil auch Löchern. Die Porosität ist auf die Herauslösung von Ooiden, Geröllen oder Schalenresten aus dem Gesteinsverband zurückzuführen. Die Poren können entweder in Nestern oder in schichtparallelen Lagen gehäuft auftreten.

Im obersten Abschnitt der Schaumkalkzone i. w. S. treten graue und gelblichgraue, meist ebenflächige, plattige Mergelkalksteine auf, die auf den Schichtoberflächen pfenniggroße Abdrücke von *Myophoria orbicularis* BRONN aufweisen können. Die Carbonatgesteine sind dolomitisch und gehören zum Horizont der *orbicularis*-Schichten.

Fossilien: Die schillreichen Kalksteine der Schaumkalkbänke enthalten häufig Steinkerne von Crinoidenresten, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Brachiopoden. Die namengebende Muschelgattung *Myophoria orbicularis* BRONN im Liegenden des Mittleren Muschelkalks war imstande, sich auch in Wasser mit deutlich erhöhtem Salzgehalt kurzfristig stark zu vermehren.

Verbreitung: Die Schaumkalkzone i. w. S. konnte nur an wenigen Stellen im Blattgebiet nachgewiesen werden. Im Bereich Mordkuhle, östlich von Lüerdissen, und am nordwestlichen Teimer werden die räumlich eng begrenzten Vorkommen jeweils durch Störungen gegen den Mittleren Muschelkalk abgeschnitten. Nördlich von Huxol treten die Gesteine in der Kernzone einer kleinen Sattelstruktur auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Schaumkalkzone i. w. S. ist im Gelände durch ihre härteren Bänke als schwache bis deutliche Geländekante (z. B. östliche Talrandböschung nördlich von Huxol) zu erkennen. Vereinzelt finden sich Lesesteine in

schaumiger Ausbildung, begleitet von gelblichbraunen bis dottergelben Mergelkalksteinen. Die Grenzziehung zum Hangenden hin erfolgt nach dem letzten Auftreten fester Kalksteinbänke oder mit dem Aussetzen der Fossilführung.

Die Mächtigkeit der Schaumkalkzone mit den *orbicularis*-Schichten wird im Blattgebiet auf 8 m geschätzt.

Aufschluß: Ein kleiner Abschnitt der Schaumkalkzone war in der Geländekante nördlich von Huxol aufgeschlossen (R 93 810, H 71 200).

3.3.2.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)

Im Mittleren Muschelkalk erhöhte sich durch die Abschnürung des Meeresbeckens der Salzgehalt des Wassers. Es kam zur Abscheidung von Sulfatgesteinen innerhalb tonig-dolomitischer Carbonatgesteine. Hinweise für eine zeitweilig recht festlandsnahe Position sind für den Bereich des Blattgebiets die Dominanz von Dolomitsteinen und die in der Umgebung des Blattgebiets nachgewiesenen roten Tonsteine im mittleren Teil der Abfolge (LOTZE 1933, WOLBURG 1969, FARRENSCHON 1986: 37).

Der Mittlere Muschelkalk blieb lange Zeit das in seiner Gesteinsabfolge am wenigsten bekannte und untersuchte Schichtglied der Trias. Infolge der hohen Verwitterungsanfälligkeit seiner weitgehend weichen Mergelsteine gibt es im Blattgebiet auch nur wenige Aufschlüsse, die kurze Abschnitte der Abfolge erkennen lassen; im Gelände ist der Ausstrichbereich des Mittleren Muschelkalks oft nur als Depression erkennbar. Gelegentlich lassen sich dottergelb verwitternde Mergelsteine oder aber die etwas festeren, meist grobkavernösen „Zellenkalksteine“ als Lesesteine ausmachen. Viele kleine und auch größere ehemalige Mergelsteingruben geben Hinweise auf einen alten Abbau. Die Gesteine wurden zum Mergeln der Felder genutzt, das heißt, mit ihnen wurde der Kalkgehalt des Ackerbodens aufgebessert.

Aus neueren Bohrungen der näheren und weiteren Umgebung des Blattgebiets ist eine deutliche Dreiteilung des Mittleren Muschelkalks in eine Untere und eine Obere Mergel-Dolomit-Folge sowie eine zwischengeschaltete Gips-Tonstein-Folge bekannt. Eine vollständige Profilbeschreibung liegt von der nahe Detmold gelegenen Untersuchungsbohrung KB Detmold 81 (FARRENSCHON 1986: 36) vor.

Gesteine: Der Mittlere Muschelkalk besteht in der Regel aus grauen, gelblichgrauen bis gelbbraunen, verwittert dottergelben, plattigen bis dünnbankigen, zum Teil feingeschichteten, weitgehend ebenflächigen, dolomitischen Kalkmergel- und Tonmergelsteinen mit eingelagerten Dolomitsteinbänken. Die Dolomitsteine sind im unverwitterten Kern bläulichgrau und hart und können von einer dünnen dottergelben Außenrinde überzogen sein. Solche harten Dolomitsteinpartien bilden zwischen Bavenhausen und Brosen zum Teil flache Geländeschwellen.

In weiten Teilen des Meeres haben sich durch Eindampfung mitunter mächtige Sulfat- und lokal auch Steinsalzlager gebildet (im Blattgebiet keine Hinweise auf Halite). In den höheren Gesteinsschichten sind die Sulfat- und Evaporitvorkommen weitgehend ausgelaugt worden, so daß oft nur die Residualgesteine oder aber Karsterscheinungen als Zeugnisse erhalten blieben. Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um dolomitische,

schwach tonig-mergelige, weißlichgraue bis graue Gipssteine (Graugips), die mit grauen bis dunkelgrauen Ton- und Tonmergelsteinen wechsellagern und faserig bis bändrig ausgebildet sind. Vermutlich schalten sich auch vermehrt dunkel- oder braunrote Lagen von Ton- bis Tonmergelsteinen ein. MESTWERDT (1916: 14) beschreibt aus der heute verfüllten Mergelsteingrube nordwestlich von Osterhagen (R 94 320, H 72 880) unverfestigte, poröse und brekziöse Dolomitsteine, die kaum gerundete und regellos im Gestein verteilte Mergelgerölle führen.

Die Kalkmergelsteine werden teilweise von Calcitadern durchzogen und erscheinen in Oberflächennähe kavernös-knauerig. Die zellige Struktur entstand durch Bildung von Calcit auf Klüften und die nachfolgende Auslaugung von Sulfathorizonten. Dabei bleiben nur die widerstandsfähigen Calcitleisten erhalten und bilden im Gestein ein bizarres Gerüst von Zellwänden. Im höheren Teil der Abfolge treten mitunter auch Einschlüsse von dunkelgrauen bis schwarzgrauen Hornsteinknollen auf. Infolge von Subrosion können jüngere Ablagerungen über sulfatführenden Schichten in ihrer Lagerung gestört sein und zu Erdfällen führen, wie zum Beispiel im Grund, nordöstlich von Matorf (R 92 920, H 71 900).

Fossilien: Durch die Abschnürung des Beckens vom Weltmeer (Tethys), die zu lagunären Verhältnissen mit teilweise hyperhalinen Bedingungen führte, ist der Mittlere Muschelkalk im ostwestfälischen Raum anscheinend fossilleer.

Verbreitung: Mergelsteine des Mittleren Muschelkalks treten im Nordostteil des Blattgebiets im Bereich mehrerer Horst- und Sattelstrukturen im Verlauf der Piesberg-Pyrmonter Achse zutage; so im Huxoler Hochbereich, in einem kleinen Aufbruch nordwestlich von Osterhagen, am Santelberg und östlichen Kallbach, in den Horstkomplexen um Brosen und östlich von Lüerdissen, im ausgehenden Hackedahl sowie am nordwestlichen Kleeberg und am Schiefeberg. Die Ausstrichflächen sind weitgehend von Störungen begrenzt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Mittlere Muschelkalk bildet im Gelände infolge seiner Verwitterungsanfälligkeit leichte Senken oder breite Verebnungsflächen. Diese Eigenschaft läßt eine morphologische Abgrenzung zu den jeweils härteren Carbonatsteinserien der Liegend- und Hangendschichten zu. Indes wird oft eine zu geringe Ausstrichbreite vorgetäuscht, da die Übergangsbereiche häufig von verwittertem Schutt der umgebenden Kalksteinschichten bedeckt sind.

Aufgrund des unterschiedlich intensiven Auslaugungsgrades von Gipssteinlagern schwankt die Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalks im Blattgebiet zwischen 45 und 60 m. Für die Untere und Obere Mergel-Dolomit-Folge werden 5 – 7 m und 20 – 25 m angenommen; die mittlere Gips-Tonstein-Folge umfaßt 20 – 30 m.

Aufschlüsse: Kleinere Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk gibt es in aufgelassenen Mergelsteingruben am Schiefeberg (R 99 620, H 69 560), oberhalb des Hackedahls (R 99 710, H 72 820), am nordwestlichen Selser Berg (R 98 480, H 73 170), südlich Huxol (R 93 940, H 70 600), im Grund, nordöstlich von Matorf (R 92 910, H 71 980) und am nordöstlichen Teimer (R 96 205, H 71 290). Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten liegen nur zwischen 0,5 m und 3,5 m (Schiefeberg).

3.3.2.3 Oberer Muschelkalk (mo)

Bereits gegen Ende der Mittleren Muschelkalk-Zeit öffnete sich im Südwesten durch die Burgundische Pforte eine neue Meeresverbindung zwischen dem Mitteleuropäischen Becken und dem Weltmeer Tethys. Die erneute Transgression veränderte die Sedimentationsverhältnisse im Oberen Muschelkalk. Nach einer anfänglich lagunären Übergangsfazies (Gelbe Basisschichten) verwandelte sich der Schelfbereich der Rheinischen Masse in eine Flachmeerzone. Das strömungsbewegte Wasser bot dabei optimale Lebensbedingungen für Echinodermen (Stachelhäuter) der Klasse Crinoidea (Seelilien), die mit ihren bis zu 1,5 m langen Stielen in der Regel fest am Meeresboden verankert waren. Ihre Stielglieder (Trochiten) bauen zusammen mit anderen Schalentrümmern den Trochitenkalk auf.

Die darauffolgende Fazies plattiger bis dünnbankiger Ton-, Mergel- und Kalksteine („Tonplatten“) zeigt den Höhepunkt der Transgression an. Der Übergang zu größeren Wassertiefen beendete die günstigen Lebensbedingungen für Crinoiden. Die Lebewelt des Mitteleuropäischen Muschelkalk-Meeres wurde nun von der Ammonoideenfauna der Ceratiten geprägt. Die Ursache für die Ausbildung einer zweiten, geringer mächtigen Trochitenkalk-Fazies innerhalb der Ceratiten-Schichten hängt mit der Entwicklung eines Schwellenbereichs am Rand der Rheinischen Masse zusammen (ROHDE 1963 a: 305). Nach KLEINSORGE (1935: 93) zeichnet das gesamte Verbreitungsgebiet dieser doppelten Trochitenkalk-Fazies den Randbereich der Rheinischen Masse nach.

Die karbonatischen Sedimentgesteine des Oberen Muschelkalks werden stratigraphisch zweigeteilt in Trochitenkalk und Ceratiten-Schichten. Hierbei hat die lithostratigraphische Gliederung Vorrang, da beide Einheiten biostratigraphisch nicht sicher abzugrenzen sind (Tab. 4). Die Trochitenkalk-Fazies besteht fast ausschließlich aus festen, oft dickbankigen Kalksteinen und bildet eine markante Schichtstufe über dem leichter ausräumbaren Mittleren Muschelkalk. Die Ceratiten-Schichten sind gekennzeichnet

Tabelle 4
Gliederung und Mächtigkeiten des Oberen Muschelkalks

	Alter* (Mio. Jahre)	Mitteldeutschland Normalprofil	Nordwestdeutschland Ceratiten-Zonen (RIEDEL 1918, WENGER 1957, URLICH & MUNDLOS 1980)
Oberer Muschelkalk	232	Obere	Horizont der Discoceratiten
			<i>nodosus</i> -Zone
			<i>enodis/laevigatus</i> -Zone
		Mittlere	<i>spinosus</i> -Zone
			<i>evolutus</i> -Zone
			<i>compressus</i> -Zone
	235,5	Untere	<i>pulcher/robustus</i> -Zone
			<i>atavus</i> -Zone
		Trochitenkalk	

* nach MENNING (1995)

net durch einen vielfachen Wechsel von dünnen Kalksteinbänken und zwischengeschalteten Mergelsteinlagen; sie dehnen sich plateauartig über dem Trochitenkalk aus.

Gesteine des Oberen Muschelkalks treten im nordöstlichen Blattbereich im Zuge der Piesberg-Pyrmonter Achse an vielen Stellen zutage. Ihre Mächtigkeit bewegt sich zwischen 56 und 70 m.

3.3.2.3.1 Trochitenkalk (mo1)

Trochitenkalk STILLE 1900
 Encrinusschichten KUMM 1941

Der Trochitenkalk ist wegen seiner großen Härte und ausgeprägten Bankigkeit morphologisch das markanteste Schichtglied des Muschelkalks. Wegen der abweichenden Ausbildung seiner basalen Kalksteinbänke trennte erstmals HAACK (1927: 182) die gelblichbraunen bis graubraunen Übergangsschichten zwischen dem Mittleren Muschelkalk und dem „Haupttrochitenkalk“ (GROETZNER 1962) als „Gelbe Basisschichten“ ab. Diese fazielle Besonderheit, die keine stratigraphische Einheit darstellt, läßt sich im Raum Lippe in Bohrungen und in Aufschlüssen beobachten.

Tabelle 4
 (Fortsetzung)

Bl. 3919 Lemgo (MESTWERDT 1916) 1. Auflage	Bl. 4421 Borgentreich (KNAPP 1986)	Bl. 4020 Blomberg (FARRENSCHON 1995) 2. Auflage	Blattgebiet Lemgo	
Ceratiten-Schichten 60 m	Dolomitische Grenzschichten 5 m	Dolomitische Grenzschichten 5 – 6 m		5 – 7 m
	Tonplatten- Schichten 32 – 38 m	Jüngere Ceratiten-Schichten 25 – 30 m		35 – 40 m
		Oberer Trochitenkalk 6 – 8 m		3,5 – 5,5 m
		Ältere Ceratiten-Schichten 3 – 6 m		4 – 6 m
	Oberer Trochitenkalk 4 m			
Trochitenkalk 15 m	Zwischen- schichten 3 m	Haupttrochitenkalk 9 – 11 m		7 – 8,5 m
	Haupt- trochitenkalk 7 – 9 m			
	Gelbe Basisschichten 5 – 6 m	Gelbe Basisschichten 2 – 3 m	1,5 – 3 m	

Gesteine: Die petrographische Ausbildung der Gelben Basisschichten („Grenz-Dolomitbereich“, EL NOSHOKATY 1972: 49) ist recht wechselhaft. Es dominieren plattige bis dünnbankige, harte, splittrig brechende, graubraune bis braune, verwittert ockergelbe, dolomitische Mergelkalksteine, die mitunter von Calcitadern durchzogen sind. Untergeordnet schalten sich graubraune, verwittert intensiv gelbe, dolomitische Kalkmergelsteinlagen sowie bläulich-graue Kalksteine ein, in denen erste kleine Crinoidenstielglieder auftreten. In den Carbonatgesteinen wurden vereinzelt blaugraue Kalksteinlinsen und gelbbraune tonig-mergelige Schlieren beobachtet. Das Hangende bilden dünn- bis mittelbankige Kalksteinserien in Trochitenkalk-Fazies. EL

NOSHOKATY (1972: 49) sieht in der Gelbfärbung der Basisschichten eine sekundäre Dolomitisierung des normal entwickelten Trochitenkalks, die vom Mittleren Muschelkalk ausgeht und unterschiedlich weit in den Oberen Muschelkalk hineinreicht.

Der Haupttrochitenkalk („Unterer Trochitenkalk“, KLEINSORGE 1935: 61) setzt sich zusammen aus einer Folge dünn- bis dickbankiger und massiger, grauer bis dunkelgrauer oder bläulichgrauer Kalksteine, die zumeist einen hohen Anteil von Crinoidenstielgliedern führen; die Entwicklung kann bis zu reinen Trochitenlumachellen gehen. Die Stielglieder sind zum Teil als Calcit-Monokristalle entwickelt, und in frischem Zustand sind glatte, glänzende Spaltflächen charakteristisch. Das Gestein ist auch von stark aufgearbeitetem Muschel-, Schnecken- und Brachiopodenschill durchsetzt. Nur ein kleiner Teil der dichten bis spätig-kristallinen Kalksteine ist makroskopisch homogen und fossilleer. Der Kalkstein zeigt mitunter rostfarbene Flecken oder Schlieren, die durch die Ausscheidung von Brauneisen bei der Rekalzitisierung der dolomitisierten Schalenreste während der Verwitterung hervorgerufen wurden (DUCHROW & GROETZNER in KLASSEN 1984: 181). Das frisch angeschlagene Gestein riecht bisweilen bituminös.

Zwischen die Kalksteinbänke schalten sich 4 – 12 cm mächtige graue, verwittert gelbbraune Kalkmergelsteinlagen ein; sie sind in der Regel trochitenfrei. Im oberen Teil der Abfolge treten sie häufiger in Erscheinung, und der Kalkstein wird zudem merklich plattiger. Die andernorts häufige oolithische Ausbildung im tieferen Teil des Haupttrochitenkalks (FARRENSCHON 1986: 44, 1990: 41) wurde im Blattgebiet nicht beobachtet. SCHULZ (1991: 242) beschreibt lediglich eine einzige dünne Lage mit verstreuten, stark dolomitisierten Ooiden aus dem Steinbruch Vollmer bei Niederntalle.

Fossilien: Dominant im Haupttrochitenkalk – einzelne Exemplare finden sich auch in den Gelben Basisschichten – sind die Stielglieder der Seelilie *Encrinurus liliiformis* VON SCHLOTHEIM. Sie sind maßgeblich am Gesteinsaufbau beteiligt, wenn auch ihr tatsächlicher Anteil meist überschätzt wird. Sie haben zumeist abgerundete Formen, was auf zusammengeschwemmtes Material schließen lässt; Kelchplatten treten nur selten auf. Im Volksmund haben die Crinoidenstielglieder die verschiedensten Namen erhalten: „Müllersteinchen“, „Bonifaziuspennige“, „Wichtelgeld“. Andere bestimmbar Fossilreste sind weit seltener; es konnten lediglich die Muschelgattung *Lima striata* (VON SCHLOTHEIM) und der Terebratulide *Coenothyris vulgaris* (VON SCHLOTHEIM) – dichtgedrängt in einer tieferen Kalksteinbank auftretend – bestimmt werden (MESTWERDT 1916: 14).

Verbreitung: Trochitenkalk tritt im Zuge der Piesberg-Pyrmonter Achse im nordöstlichen Blattdrittel weitgehend als Erosionsrest auf. Er besetzt damit, meist in reduzierter Mächtigkeit, sowohl einzelne Höhenrücken – wie etwa westlich des Schellentals, am Santelberg, zwischen Teimer und Mordkuhle oder südlich und westlich von Huxol –, bildet aber auch viele Geländekanten in den Hangbereichen der Hügellandschaft; Beispiele sind hier Kleeberg, Selser Berg, Herberg, Steinberg oder die Höhe nördlich von Huxol.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Über den Mergelsteinen des Mittleren Muschelkalks bildet der Trochitenkalk mit dem Einsetzen fester Kalksteinbänke eine deutliche Grenze. Die Gelben Basisschichten sind aufgrund ihres Dolomitgehalts, ihrer meist gelben Färbung und der Faunenarmut leicht erkennbar. Der Haupttrochitenkalk beginnt mit bankigen bis massigen grauen Kalksteinserien mit starker Trochiten- oder Schillführung.

An der Hangendgrenze vollzieht sich der Übergang in die Tonplattenfazies der Ceratiten-Schichten meist unter Zunahme von Kalkmergelsteinlagen zwischen geringer mächtig werdenden Kalksteinbänken. Die Grenze wird zweckmäßigerweise mit der ersten mächtigeren Mergelsteinlage über dem letzten bankigen Kalkstein gezogen.

Die Mächtigkeit des Trochitenkalks beträgt im Blattgebiet 8,5 – 11,5 m. Die Gelben Basisschichten nehmen davon die untersten 1,5 – 3 m ein (Steinbruch Vollmer, Niederrtalle, SCHULZ 1991: 240; am Steinberg, ROHDE 1963 a: 309). Das An- und Abschwellen der basalen Schichten macht sich im Haupttrochitenkalk umgekehrt proportional bemerkbar; die Gesamtmächtigkeit ist gleichbleibend.

Aufschlüsse: Der Trochitenkalk ist im Blattgebiet in mehreren, meist ehemaligen, Abbaubetrieben gut aufgeschlossen:

- am südlichen und nördlichen Kleeberg (R 98 880, H 69 550; R 98 930, H 69 570 u. R 98 640, H 70 780) sowie am westlichen Kleeberg (hier mit Gelben Basisschichten R 97 960, H 70 080 u. R 97 880, H 70 220)
- bei Kalköfen südöstlich Lattberg (R 96 420, H 68 880)
- östlich von Lattberg (R 96 360, H 69 260)
- Höhe 341,5 westlich von Niedermeien (R 96 800, H 70 510; Gelbe Basisschichten)
- östlich von Bavenhausen (R 97 410, H 71 570; ROHDE 1963 a: 308)
- am südlichen Selser Berg (R 98 740, H 72 450; Gelbe Basisschichten)
- Weganschnitt am südlichen Teimer bei Rentorf (R 95 825, H 70 700; Gelbe Basisschichten)
- auf der Anhöhe westlich des Schellentals (R 95 860, H 73 360)
- am ehemaligen Kalkofen nördlich der Huxoler Mühle (R 94 770, H 70 900; Gelbe Basisschichten; ROHDE 1963 b: 25)
- am östlichen Steinberg (R 94 710, H 71 060; Gelbe Basisschichten; ROHDE 1963 a: 309)
- südöstlich von Huxol (R 93 930, H 70 640 u. R 93 940, H 70 600; Gelbe Basisschichten)
- mehrere Klippen westlich von Huxol (R 93 470, H 71 020; R 93 530, H 70 970 u. R 93 570, H 70 965)
- im Grund, westlich von Meierkord (R 93 010, H 72 210)
- im Abbau befindlicher Steinbruch Vollmer bei Niederrtalle (R 91 700, H 73 750; Gelbe Basisschichten; ROHDE 1963 b: 26, SCHULZ 1990: 106; s. Kap. 10.1: Aufschl. 1)

3.3.2.3.2 Ceratiten-Schichten (mo2)

Thonplatten SCHLÜTER 1866
Ceratitenschichten STILLE 1900
Schichten mit *Ceratites nodosus* GRUPE 1911
Nodosusschichten STILLE & MESTWERDT 1911
Ceratiten-Schichten RIEDEL 1918
Ceratiten-Schichten GRUPE 1927
Nodosenschichten WEERTH 1929
Zwischenschichten BUSSE & RÖSING 1966
Ceratitenkalk HINZE 1979
Tonplattenschichten KNAPP 1983
Tonplatten-Schichten KNAPP 1986

Die Erforschung der Ceratiten-Schichten gründet sich seit der grundlegenden Arbeit von PHILIPPI (1901) auf die Biostratigraphie und den Versuch einer Zonengliederung nach Ceratitenarten. RIEDEL (1918) und WENGER (1957) erweiterten und verfeinerten die Ceratitenstratigraphie (vgl. Tab. 4). Durch Ausfall oder seltenes Auftreten der leitenden Arten ist im Blattgebiet die biostratigraphische Gliederung jedoch nicht anwendbar. Wie auf den Nachbarblättern 4019 Detmold und 4020 Blomberg (FARRENSCHON 1986, 1995) kann in Bohrungen und Aufschlüssen nur eine lithologische Grenzziehung vorgenommen werden. Dabei wies erstmals KLEINSORGE (1935: 59) im Teutoburger Wald nach, daß Teile der tieferen Ceratiten-Schichten in Trochitenkalk-Fazies ausgebildet sind. Er nannte das Gesteinspaket „Oberer Trochitenkalk“ und bezeichnete die liegenden und hangenden Schichten als „Ältere“ und „Jüngere Ceratiten-Schichten“. Im Blattgebiet ist die Ausbildung einer mächtigeren Kalksteinfoolge mit Trochitenführung nicht mehr vorhanden. Stattdessen treten innerhalb einer Ton-, Mergel- und Kalkstein-Wechselfolge in unregelmäßigen Abständen dünn- bis mittelbankige Kalksteinlagen mit unterschiedlich starker Crinoidenführung auf. Der Bereich, der 4 – 6 m oberhalb der Ceratiten-Schichten-Basis einsetzt, wird als Äquivalent des Oberen Trochitenkalks angesehen.

Bereits KLEINSORGE (1935: 65) konnte anhand der Gliederung nach Zonenceratiten zeigen, daß es sich beim Oberen Trochitenkalk nicht um eine zonenbeständige Faziesbildung handelt, sondern daß diese zweite Trochitenkalk-Fazies am Nordrand der Rheinischen Masse von Süden nach Norden in immer jüngere Schichten wandert. Im Blattgebiet reicht dieser Abschnitt vermutlich von der *compressus*-Zone bis in die *spinusus*-Zone (vgl. DUCHROW & GROETZNER in KLASSEN 1984: 187). Im höchsten Teil der Ceratiten-Schichten schalten sich auch graubraune bis ockerfarbene Dolomitsteine ein; sie werden als Dolomitische Grenzschichten (GRUPE 1922: 234) bezeichnet. Ein Auskartieren der einzelnen Schichtglieder der Ceratiten-Schichten erwies sich im Blattgebiet als nicht durchführbar.

Gesteine: Die gesamte Abfolge der Ceratiten-Schichten besteht aus einer Wechselagerung von plattigen bis bankigen, zumeist Bruchschill führenden Kalksteinen mit plattigen bis blättrigen Ton- und Mergelsteinlagen. Im unteren Drittel schalten sich verschiedentlich Crinoiden führende Kalksteinbänkchen ein, in den höheren Abschnitten sind es Brachiopodenschillbänke und vermehrt Intraklasten führende Carbonathorizonte. Die zum Hangenden hin zunehmend tonige Ausbildung ist ein typisches Kennzeichen der Ceratiten-Schichten; der Tonsteinanteil kann bis zu 50 % ausmachen. Die Kalksteine haben ebene Schichtflächen und spalten mit einem glatten Bruch. Bei hohem Fossilanteil sind die Kalksteine jedoch knollig oder haben eine rauhe und wulstige Oberfläche. Recht häufig besitzen die Kalksteine eine gelbbraune oder dünne weißgraue Verwitterungsrinde.

Die im Blattgebiet 4 – 6 m mächtigen Älteren Ceratiten-Schichten („Ältere Tonplatten“, HAACK 1927: 185) setzen sich aus harten, dünnbankigen, dichten, bläulichgrauen, grauen und dunkelgrauen, häufig mit rostfarbenen Brauneisenflecken versehenen Kalksteinen und dünnplattigen bis blättrigen, grünlich- bis gelblichgrauen und grauen, teilweise dolomitischen Ton- bis Tonmergelsteinen zusammen. Vereinzelt schalten sich Schill führende, feinkristalline Kalksteine oder Mergelsteinlagen mit kleinen Kalklinsen ein. Die Carbonatgesteine sind sowohl ebenschichtig als auch schwach wellig; mitunter lassen sich Sedimentstrukturen wie Rippelmarken oder kleine Erosionsrinnen innerhalb einzelner Bänke beobachten.

Die Älteren Ceratiten-Schichten sind in noch etwas flacheren Bereichen abgelagert worden (RÖHL 1986: 504), wie der starke fazielle Wechsel und die erneute Ablösung durch eine zweite Trochitenkalk-Fazies anzeigen.

Im Blattgebiet setzt sich auch im Oberen Trochitenkalk die Wechsellagerung von 10 – 30 cm mächtigen Kalksteinbänken mit plattigen Mergelsteinlagen fort. Das Schichtglied beginnt mit einer 22 – 30 cm mächtigen Kalksteinbank, in der erste Crinoidenstielglieder auftreten. Im Steinbruch Vollmer (Niederntalle), in dem zur Zeit der Geländeaufnahme ein vollständiges Profil durch den Oberen Muschelkalk aufgeschlossen war, lassen sich insgesamt vier Kalksteinbänke mit unterschiedlicher Encrinitenhäufigkeit beobachten. Der Bereich von der untersten bis zur obersten Bank in Trochitenkalk-Fazies wird als Äquivalent des Oberen Trochitenkalks aufgefaßt und umfaßt im Blattgebiet 3,5 – 5,5 m.

Der graue bis bläulichgraue, vereinzelt rostfleckige, meist feinkristalline, aber auch homogen und dicht erscheinende, sowie stellenweise dolomitische Kalkstein ist wellig, teilweise knauerig und mitunter reich an Muschel- und Brachiopodenschill; zuweilen treten auch herausgewitterte Terebratuliden als Schalenpflaster auf. Die 5 – 12 cm mächtigen Zwischenlagen von Ton- bis Tonmergelsteinen sind grau bis dunkelgrau, verwittert grau-gelb.

Im Hangenden der obersten Trochiten führenden Kalksteinbank folgen die im Blattgebiet 35 – 40 m mächtigen Jüngeren Ceratiten-Schichten („Jüngere Tonplatten“, HAACK 1927: 184). Sie bestehen aus einer Wechselfolge von 10 – 25 cm mächtigen Kalksteinbänken mit Mergel- und Tonsteinlagen, deren Anteil zum Hangenden hin zunimmt. Die bläulichgrauen und grauen bis dunkelgrauen Kalksteine sind vorwiegend feinkörnig bis dicht, unebenflächig, zum Teil auch wulstig-knauerig sowie teilweise von einer ockrigen Verwitterungsrinde eingeschlossen und mitunter auch durch Brauneisenführung gefleckt. Die Kalksteinbänke können im Aufschlußbereich an- oder abschwellen und auch aufspalten oder fusionieren (SCHULZ 1991: 244); mitunter ist eine deutliche Fein- oder Schrägschichtung erkennbar, dazu auch Rippel- und Kolkmarken. Recht häufig schalten sich Kalksteinlagen ein, die von Schalendetritus – zumeist Brachiopodenschill – aufgebaut werden; im Steinbruch Vollmer (Niederntalle) tritt 4,5 m über der Basis eine Lage mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern auf. Einzelne Kalksteinbänke sind schwach dolomitisch oder führen unterschiedlich viele Intraklasten. Die zwischengeschalteten plattigen, oft auch blättrigen Ton- und Mergelsteinlagen haben einen Anteil von bis zu 50 % an der gesamten Abfolge. Graue, olivgraue und gelblichgraue Kalkmergelsteine wechseln mit grauen bis dunkelgrauen, oliv-, und grünlich- oder gelblichgrauen Tonmergel- und Tonsteinen. Etwa 3 m unter dem Hangenden schaltet sich im Steinbruch Vollmer eine 1 m mächtige Kalksteinbank ein, die massenhaft Brachiopodenschill der Terebratulidenart

Coenothyris vulgaris (VON SCHLOTHEIM) führt, und die vermutlich dem Leithorizont *albertii*-Bank (GRUPE 1922: 239) entspricht. Es folgen 1,7 m Mergelton- und Tonmergelstein mit wenigen dünnen Kalksteinlagen. Darüber setzt erneut eine Brachiopodenschillbank (0,4 m) ein, die der *ostracina*-Bank gleichzusetzen ist; sie liegt nach GRUPE (1922: 234) nur wenig unterhalb der Obergrenze der Jüngeren Ceratiten-Schichten.

Während an der Geländeoberfläche nur wenige Lesesteine auf die jüngsten Ceratiten-Schichten hindeuten, fanden sich in einzelnen Aufschlüssen und Bohrungen im Grenzbereich Muschelkalk/Keuper gelblich verwitternde Mergel- und Dolomitsteine, die zur Fazies der Dolomitischen Grenzsichten (GRUPE 1922: 234) gehören. Im Liegenden von Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Unteren Keupers tritt im Blattgebiet eine 5 – 7 m mächtige Abfolge grauer bis dunkelgrauer Tonsteine und gelblichbrauner dolomitischer Mergelton- und Tonmergelsteine in Wechsellagerung mit graubraunen und ockergelb verwitternden, körnig-rauhen Dolomitsteinen und dolomitischen Kalksteinen auf. Die grauen bis dunkelgrauen Kalksteine zeigen eine meist ockerfarbene Verwitterungsrinde. Die Mergel- und Dolomitsteine sind von Calcitadern durchsetzt; sie führen mitunter Calcitdrusen, oder auf den Kluffflächen haben sich ganze Calcitapeten gebildet.

Fossilien: Die Ceratiten-Schichten enthalten eine sehr arten- und individuenreiche Fauna. Neben Lamellibranchiaten, Ammonoideen und Crinoiden finden sich in den Carbonatgesteinen auch Fischreste in Form von Schuppen, Zähnen und Flossenstacheln. Einzelne Muschelarten bilden auf manchen Schichtflächen ganze Schalenpflaster; häufig lassen sich aber nur unbestimmbare Schillagen erkennen. Neben den im gesamten Profil immer wiederkehrenden Formen *Coenothyris vulgaris* (VON SCHLOTHEIM) oder *Lima striata* (VON SCHLOTHEIM) treten Crinoiden der Gattung *Encrinurus liliiformis* VON SCHLOTHEIM nur noch in wenigen Horizonten im tieferen Teil der Abfolge auf. Im Kalksteinbruch am Selser Berg konnten im Hangschutt folgende Formen bestimmt werden (Untersuchung H. HAGDORN, Muschelkalkmuseum, Ingelfingen):

Ceratites (*Acanthoceratites*) *spinosus* PHILIPPI, *C. (Opheoceratites) evolutus* PHILIPPI, *Germanonautilus bidorsatus* (VON SCHLOTHEIM), *Loxonema* sp. KOKEN

ROHDE (1963 a: 307) bestimmte zudem im Kalksteinbruch östlich von Bavenhausen *Ceratites* cf. *pulcher* RIEDEL sowie *Pecten (Entolium) discites* (VON SCHLOTHEIM).

Altersstellung: Mit Hilfe einer mancherorts reichhaltigen Cephalopodenfauna lassen sich die Ceratiten-Schichten biostratigraphisch gliedern. Im Blattgebiet gelang es nur, die *pulcher/robustus*-Zone durch den Fund des leitenden Ceratiten *Ceratites* cf. *pulcher* RIEDEL den Älteren Ceratiten-Schichten zeitlich gleichzusetzen. Andere Zonenceratiten konnten jeweils nur unhorizontiert geborgen werden.

Verbreitung: Ceratiten-Schichten bilden zwischen dem Schweinsberg bei Niedern-talle und dem Kleeberg bei Homeien die Scheitelzone der Piesberg-Pyrmonter Achse. Zudem streichen sie im Dreieck Bavenhausen – Herbrechtsdorf – Kalletal in weiteren Horst- und Sattelstrukturen zutage aus. Bedingt durch die starke tektonische Beanspruchung werden die Ceratiten-Schichten im Nordostteil des Blattgebiets zum Teil von Abschiebungen begrenzt und sind damit in ihrer Mächtigkeit reduziert.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Über dem Haupttrochitenkalk mit seinen bankigen bis massigen, von Crinoidenstielgliedern durchsetzten Kalksteinen beginnt die Fazies

der Ceratiten-Schichten unter deutlicher Zunahme des Tongehalts mit Wechselfolgen von dünnbankigen Kalk-, Mergel- und Tonsteinen. Die hangenden Keuper-Schichten beginnen mit grauen und grünlichgrauen Tonsteinen unter Zunahme sandiger Komponenten sowie einem ansteigenden Schluffgehalt. Die Muschelkalk/Keuper-Grenze wurde bei der Geländeaufnahme als Faziesgrenze gezogen. Die Ablagerungen sind immer dann dem Muschelkalk zugeordnet worden, wenn sie einen mit verdünnter Salzsäure feststellbaren Kalkgehalt aufwiesen; kalkfreie Gesteine wurden als Keuper-Sedimente kartiert. Diese Grenzziehung hat in erster Linie praktische Bedeutung und entspricht nicht der exakten Grenzdefinition, wie sie etwa von DUCHROW (1968: 630) gegeben wird.

Die Mächtigkeit der Ceratiten-Schichten beträgt im Blattgebiet 47,5 – 58,5 m. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder innerhalb der Ceratiten-Schichten sind der Tabelle 4 zu entnehmen.

Aufschlüsse: Einblick in die gesamte Schichtenfolge der Ceratiten-Schichten gewährt der noch in Abbau befindliche Kalksteinbruch Vollmer nordwestlich von Niedern-talle (R 91 700, H 73 750; Kap. 10.1: Aufschl. 1). Weitere gute Aufschlüsse sind:

- aufgelassener Kalksteinbruch am südlichen Selser Berg (R 98 740, H 72 450; Ältere Ceratiten-Schichten, Oberer Trochitenkalk)
- Restwand eines aufgelassenen Kalksteinbruchs nordwestlich von Henstorf (R 97 810, H 72 470)
- Restwand eines ehemaligen Kalksteinbruchs am Herberg, nördlich von Bavenhausen
 - heute Boden- und Bauschuttdeponie der Gemeinde Kalletal (R 96 360, H 72 720)
- aufgelassener Kalksteinbruch am ehemaligen Kalkofen im Hellbachtal, westlich von Rentorf (R 94 770, H 70 900; Ältere Ceratiten-Schichten, Oberer Trochitenkalk; RHODE 1963 a: 310, 1963 b: 24)
- aufgelassener Kalksteinbruch am östlichen Steinberg – heute Schäferhunde-Übungsplatz der Ortsgruppe Lemgo-Nord (R 94 710, H 71 060; Ältere Ceratiten-Schichten, Oberer Trochitenkalk; RHODE 1963 a: 308)
- Böschungsanschnitt in einem Hohlweg nordöstlich von Matorf (R 92 280, H 71 640; Dolomitische Grenzschichten; MESTWERDT 1916: 17, SCHULZ 1990: 113; s. Kap. 10.1: Aufschl. 2)

3.3.3 Keuper

Keuper von BUCH (1825)

Das Keuper-Becken behielt am Nordostrand der Rheinischen Masse im wesentlichen die Umriss des Muschelkalk-Meeres bei. Die trotz relativer Küstennähe recht mächtigen Ablagerungen im Blattgebiet deuten auf eine Absenkung der Erdkruste während epirogener Bewegungen in dieser Zeit hin (WOLBURG 1969). Mit Annäherung an die Rheinische Masse verringert sich die Sedimentmächtigkeit, und die südost-nordwestliche Längserstreckung des Beckens wird deutlicher. Nach Untersuchungen von WURSTER (1964 a) und DUCHROW (in KLASSEN 1984) erfolgte bei subtropischen und semiariden Klimabedingungen (WURSTER 1964 b) die rasche Zunahme an klastischen Sedimenten durch großflächige

Deltaschüttungen in das Keuper-Becken. Nach HAUSCHKE (1982) entstanden die Sedimentgesteine auch in limnisch-kontinentalen Lagunen, in der sogenannten Sabkha-Fazies; WILL (1969) sieht in Teilen von ihnen zudem eine Folge flacher mariner Ingressionen.

Die unterschiedliche Sedimentfracht führte zu einer horizontal und vertikal stark variierenden Faziesentwicklung. Mit Hilfe feinstratigraphischer Methoden war es jedoch möglich, hinreichend zuverlässige Schichtsynchronisierungen im Keuper durchzuführen. Die sehr detaillierte Standardgliederung von DUCHROW (1968; s. auch Tab. 5) aus dem südostlippischen Raum, die später auch auf das Osnabrücker Bergland ausgedehnt wurde

(DUCHROW in KLASSEN 1984) und sich auf zahlreiche Leitbänke bezieht, läßt sich im Blattgebiet bestenfalls auf einzelne Aufschlüsse übertragen. Parallelisierungen werden durch die Fossilarmut oder gänzliche Fossilleere des Keupers erschwert. In jüngster Zeit haben palynologische Untersuchungen Möglichkeiten einer biostratigraphischen Gliederung auch des ostwestfälischen Keupers eröffnet (HAUSCHKE & HEUNISCH 1989, 1990).

Der Keuper ist im Blattgebiet lückenlos durch Ablagerungen vertreten. Seine Sedimentgesteine bestehen aus einer mächtigen Folge bunter Ton- und Mergelsteine, in die in bestimmten Niveaus Dolomitsteine, Sandsteine, kieselig-dolomitische Tonsteine („Steinmergel“) und teilweise auch Gips oder Gipsresiduen eingeschaltet sind. Im oberen Abschnitt treten außerdem helle quarzitische Sandsteine sowie schwarzgraue blättrige Tonsteine auf. Je nach Gesteinsbeschaffenheit bildet der Keuper im Gelände Verebnungen oder markante Bergkuppen. Charakteristisch für die teilweise wenig widerstandsfähigen Gesteine ist ihre tiefgründige Verwitterung, so daß ohne ein umfangreiches Bohrprogramm mit größeren Bohrteufen in einigen Bereichen des Blattgebiets keine stratigraphische Ansprache möglich gewesen wäre.

Neben dem Lippischen Keuper hat im Norddeutschen Becken lediglich das Thüringische Keuper-Gebiet eine entsprechend großräumige Verbreitung von Keuper-Gesteinen an der Geländeoberfläche (WEERTH 1929: 36). Die Sedimentgesteine des Keupers nehmen auch im Blattgebiet den weitaus größten Raum ein. Im südlichen Abschnitt bilden Ablage-

Tabelle 5
Gliederung und Mächtigkeiten des Unteren Keupers

	Alter* (Mio. Jahre)	Bl. 3919 Lemgo (MESTWERTD 1916) 1. Auflage		Raum Lüerdissen/Brosen (ROHDE 1963 b)	
Unte r Keup e r	230	Oberer Kohlenkeuper	Zone der Oberen Letten mit Dolomiten 12 – 13 m	Zone bunter Mergel mit Dolomit 12 – 16 m	
		Unterer Kohlenkeuper	Zone des Hauptlettenkohlen-sandsteins 8 m	Zone des Hauptsandsteins 8 – 10 m	
	Zone der Unteren Letten mit Dolomiten		bunte Letten	Zone bunter Letten mit Dolomit und Sandstein 12 – 17 m	
			graue Letten	Hauptdolomit	Zone des Hauptdolomits 4,5 – 6,5 m
				30 m	Zone des Unteren Lettenkohlen-sandsteins
	232				

* nach MENNING (1995)

Tabelle 5
(Fortsetzung)

Südost-Lippe (DUCHROW 1968)			Weserbergland, Lipper Bergland (DUCHROW in KLASSEN 1984)		Blattgebiet Lemgo	
Grenzdolomitregion			Höxter-Gruppe	Hohehaus-Formation	Grenzdolomit- Region (ku3)	
6 – 7 m					Papenhöfen- Glied	8 – 12 m
Haupt- lettenkohlen- sandstein 20 m	Sandsteinhorizont 3				Saumer- Glied	Haupt- lettenkohlen- sandstein (ku2)
	Dolomithorizont 2 Sandsteinhorizont 2					
	Dolomithorizont 1 Sandsteinhorizont 1					
Untere Lettenkohlen- schichten 18 m	Anoplophora- sandstein			Bödexen-Formation	Bönekenberg- Glied	Untere Lettenkohlen- Schichten (ku1)
	Hauptdolomit				Kollerbeck- Glied	
	Unterer Lettenkohlen- sandstein				Eilversen- Glied	
				18 m		26 – 30 m

rungen des Oberen Keupers, teilweise auch des Steinmergelkeupers, den Festgesteinsuntergrund der breiten Lemgoer Mulde. Sie sind aber weitgehend von – in Subrosionssenken auch mächtigen – Quartär-Sedimenten überlagert. Westlich von Lemgo, im Raum Bentrup und zwischen Voßheide, Neuenkamp und Hagendornop werden sie auch von jurassischen Ton- und Mergelsteinen überdeckt. In der nördlichen Blatthälfte, im Bereich der Piesberg-Pyrmonter Achse, treten Gesteine des Unteren, weniger des Mittleren Keupers zutage. Nur vereinzelt bilden Sandsteine des Oberen Keupers die Bergkuppen.

Die Abgrenzung gegen den Muschelkalk wurde mit dem Aussetzen des Carbo-

natgehalts und mit dem Beginn sandiger Einschaltungen vorgenommen. Der Übergang zu den Schichten der Jura-Formation ist im allgemeinen nur mit Hilfe von mikropaläontologischen Untersuchungen nachweisbar. Die Mächtigkeit der Keuper-Sedimentgesteine beträgt im Blattgebiet bis 395 m.

3.3.3.1 Unterer Keuper (Lettenkohlenkeuper) (ku)

Lettenkohle VON ALBERTI 1834
 Unterer Keuper VON ALBERTI 1864
 Lettenkohlen-Gruppe SCHMID 1864
 Lettenkeuper VON GÜMBEL 1866
 Lettenkohlen-Gruppe SCHLÜTER 1866
 Lettenkohlen-Keuper VON GÜMBEL 1888
 Lettenkohlenkeuper VON GÜMBEL 1894
 Kohlenkeuper STILLE 1900
 Höxter-Gruppe DUCHROW in KLASSEN 1984

Der Untere Keuper nimmt einen großen Teil des nordöstlichen Blattmittels ein. Seine Ablagerungen sind charakterisiert durch einen raschen und vielfältigen Wechsel in der Gesteinsabfolge. Pflanzenführende Ton-, Schluff- und Sandsteine mit marinen Dolomiteinschaltungen sprechen für die Entstehung in einer Schelfregion mit episodischen

Sandschüttungen vom Festland her und zwischenzeitlicher chemischer Sedimentation im mehrmals vorrückenden Flachmeer. Nach WURSTER (1964 a: 114) handelt es sich bei den klastischen Gesteinen um festländische Verwitterungsmassen, die über Flüsse mit breiten Deltafächern von Norden her das Mitteleuropäische Becken auffüllten.

Durch den Fazieswechsel kann der Untere Keuper in fünf Einheiten gegliedert werden, von denen jedoch nur drei Schichtglieder flächenhaft kartierbar sind (Tab. 5). Eine weitergehende Untergliederung, wie sie etwa DUCHROW (1968) bei besseren Aufschlußverhältnissen im südostlippischen Raum vornehmen konnte, ließ sich im Blattgebiet nur punktuell an wenigen Untersuchungsbohrungen oder Geländeanschnitten durchführen. Zur besseren Vergleichbarkeit wurde die von DUCHROW (in KLASSEN 1984: Anl. k2) im Weser- und Lipper Bergland verwendete, als neue lithostratigraphische Gliederung des Unteren Keupers vorgeschlagene Klassifikation in Tabelle 5 mit aufgenommen.

Die im Durchschnitt 45 m mächtigen Ablagerungen des Unteren Keupers werden in Hanglagen und am Hangfuß meist von einer geringmächtigen Fließerde oder von Verwitterungsbildungen überdeckt.

3.3.3.1.1 Untere Lettenkohlen-Schichten (**ku1**)

Zone der Unteren Letten mit Dolomiten STILLE & MESTWERDT 1909

Untere Lettenkohlschichten STILLE 1909

Graue Abteilung HAACK 1927

Untere Letten mit Dolomiten KLOSTERMANN 1975

Unterer Lettenkeuper HORN 1982

Bödexen-Formation DUCHROW in KLASSEN 1984

Untere Lettenkohlen-Schichten FARRENSCHON 1986

Gesteine: Die Unteren Lettenkohlen-Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von Ton- bis Tonmergelsteinen mit Schluff- und Sandsteinen, in die sich dolomitische Kalkmergel- bis Dolomitsteine einschalten. Bei guten Aufschlußverhältnissen kann die Gesteinsabfolge in drei lithologisch abgrenzbare Abschnitte gegliedert werden. Der basale, etwa 7 m mächtige Untere Lettenkohlsandstein (GRUPE 1907) setzt sich zusammen aus dünnplattigen, tonflaserigen oder -schlierigen, grauen bis bräunlichgrauen Schluff- und Feinsandsteinen und grauen, auch grünlichgrauen Ton- bis Tonmergelsteinen. Mitunter schalten sich dünnplattige, graue, braun bis ockergelb verwitternde Dolomitsteine oder dolomitische Ton- und Kalkmergelsteine ein. Einzelne Schluff- und Sandsteinlagen sind kieselig gebunden oder führen kleine Schalenpflaster oder kohligen Pflanzenhäcksel. In den Dolomitsteinen können kleine Calcitdrusen mit Pyrit auftreten, der zum Teil zu Brauneisen verwittert ist, oder aber Hohlräume, die mit stengeligen Quarzkristallen ausgekleidet sind.

Der hangende, bis zu 6,5 m mächtige Hauptdolomit (GRUPE 1907) besteht aus bläulichgrauen, verwittert braunen bis gelblichbraunen, harten, splittrig brechenden Dolomitsteinen, dazu dolomitischen Mergelsteinen und untergeordnet dunkel- bis grünlichgrauen, zum Teil blättrigen Ton- bis Tonmergelsteinen. Die plattigen bis dünnbankigen Dolomitsteine, die einen schwachen Geländeknick hervorrufen können und an deren Geländeausstrich MESTWERDT (1916: 20) kleine Quellaustritte beobachtete, haben mitun-

ter eine braune oder ockerfarben-mulmige Verwitterungsrinde und weisen zum Teil einen hohen Quarzsandanteil auf. Infolge ihrer im frischen Zustand großen Härte wurden sie früher an mehreren Abbaustellen als Baustein oder Wegebaumaterial gebrochen, wie zum Beispiel am südlichen Steinernen Kopf (R 97 560, H 68 690) oder ostnordöstlich Mordkuhle (R 97 000, H 69 230). Der Hauptdolomit zeichnet sich durch an- und abschwellende Bankfolgen aus und läßt sich im Gelände nicht über längere Strecken verfolgen; er war deshalb nicht auskartierbar.

Im Hangenden folgen die Sandsteinhorizonte des Anoplophorasandsteins (nach SANDBERGER 1865 zit. in DUCHROW 1968: 658), der im Blattgebiet bis zu 17 m mächtig werden kann. Die Abfolge besteht aus grünlichgrauen, grauen, durch feinverteilten Hämatit auch dunkel- bis violettroten, teilweise grüngraugefleckten, dünnbankigen bis plattigen und schwach glimmerhaltigen Sandsteinen. Dazwischen treten vorwiegend graue und grünlichgraue, zuweilen schwarzgraue, aber auch rote bis violettrote und feinsandstreifige Ton- bis Tonmergelsteine auf. Mitunter schalten sich gelblichbraun verwitternde, dolomitische Kalkmergel- oder Dolomitsteine ein. In den Tonmergel- und Sandsteinen treten zuweilen Roteisensteinknollen auf. Die in der Regel feinkörnigen Sandsteine sind hart, verkieselt oder aber dolomitisch gebunden und damit mürbe. Charakteristisch sind Schräg- und Kleinrippelschichtung; Pflanzenhäcksel ist selten.

Fossilien: Die Unteren Lettenkohlen-Schichten führen eine recht artenarme Fauna; nur selten werden die dem Sandstein den Namen gebenden Muschelarten *Anoplophora lettica* (QUENSTEDT), *A. brevis* VON SCHAUROTH und *A. donacina* VON SCHLOTHEIM gefunden. Dagegen treten in der gesamten Folge Wühlspuren, Pflanzenreste von Schachtelhalmgewächsen und – meist jedoch unbestimmbare – Pflanzenhäcksel auf.

Verbreitung: Untere Lettenkohlen-Schichten treten im Kern und an den Sattelflanken der Piesberg-Pyrmonter Achse zwischen dem Schweinsberg bei Niederntalle und dem Kleeberg bei Homeien sowie in den Horst- und Faltungsstrukturen zwischen Bavenhausen und Herbrechtsdorf zutage. Im Raum Entrup – Luherheide – Oberluhe sind die Schichten weitgehend von quartären Lockergesteinen überdeckt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Über dem Oberen Muschelkalk setzt der Untere Keuper mit grauen bis grünlichgrauen Tonsteinen und einem meist deutlichen Sandgehalt ein. Das Hangende bilden kompakte Sandsteinbänke mit nur geringmächtigen Tonsteinlagen.

Nach Bohrungen und mehreren ehemals vollständig aufgeschlossenen Profilen der Unteren Lettenkohlen-Schichten (MESTWERDT 1916: 21) schwankt die Mächtigkeit im Blattgebiet zwischen 26 und 30 m.

Aufschlüsse: Neben den beiden in Kapitel 3.3.2.3.2 bereits erwähnten, heute nicht mehr vollständig aufgeschlossenen Böschungsanschnitten bei Matorf (R 92 140, H 71 590; s. Kap. 10.1: Aufschl. 2) und Henstorf (R 98 990, H 71 130) gibt es weitere kleinere Aufschlüsse:

- Bachanschnitt im Forst Brake westlich Meierkord (R 93 660, H 72 210; Unterer Lettenkohlsandstein)
- Straßenböschung südwestlich Niederntalle (R 91 900, H 73 080; Unterer Lettenkohlsandstein; SCHULZ 1990: 112)

- ehemalige Abbaustelle des Hauptdolomits im Maiboltetal am südlichen Steinernen Kopf (R 97 560, H 68 690)
- Böschungsanschnitt in Henstorf (R 98 500, H 71 880; *Anoplophora*-Sandstein)

3.3.3.1.2 Hauptlettenkohlsandstein (ku2)

Hauptlettenkohlsandstein VON GÜMBEL 1866

Zone des Hauptlettenkohlsandsteins STILLE & MESTWERDT 1909

Hauptlettenkeupersandstein MEIBURG 1969

Der Hauptlettenkohlsandstein ist im Blattgebiet sehr schlecht aufgeschlossen und auch durch Bohrungen nur lückenhaft erfaßt worden. Meist fanden sich auf den höheren Bergkuppen der Unterer-Keuper-Gebiete deutliche Anreicherungen von Sandsteinlesesteinen, die in der Regel schlecht sortiert und auch gröber körnig sind als ihre liegenden Partien. Während Schluff- und Sandsteine in der unteren Stufe des Unteren Keupers in Wechselfolgen mit Mergel- und Dolomitsteinen auftreten, werden sie im Hauptlettenkohlsandstein dominant.

Gesteine: Vorherrschend ist ein plattiger bis dünnbankiger, meist nicht sehr fester, grauer, grünlich- oder bläulichgrauer, zuweilen gelblichgrauer, durch feinstverteilten Hämatit auch rötlich bis rotviolett oder rostbraungefleckter, fein- und mittelkörniger, selten grobkörniger und zum Teil unebenflächiger Sandstein, der auf seinen Schichtflächen stets etwas Glimmer oder auch verwitterte Kaolinblättchen (verwitterter Feldspat) führt. In horizontaler Erstreckung kann ein lebhafter Farbwechsel vorhanden sein. Die wenig sortierten, selten feinschichtigen und stark geklüfteten Sandsteine tragen mitunter Rippelmarken, und vereinzelt treten dunkelviolettrote Roteisensteinknollen auf.

Während lokal bis 6 m mächtige Sandsteinfolgen ausgebildet sind – am südlichen Hettberg und in einem ehemaligen kleinen Steinbruch westlich vom Hof Meierkord (R 93 450, H 72 020; MESTWERDT 1916: 24) –, schalten sich andernorts schluffige, tonige und dolomitische Zwischenlagen ein. Die mitunter blättrigen Ton- bis Tonmergelsteine sind grau, violettgrau und rotviolett; auch die Schluffsteine können schwach karbonatisch gebunden sein. Vereinzelt treten graubraune, verwittert gelbbraune und wenig verfestigte dolomitische Kalkmergel- und Dolomitsteine auf.

Fossilien: Neben Pflanzenresten von *Equisetites arenaceus* JAEGER (Schachtelhalmgewächs) und *Pterophyllum jaegeri* BRONGNIART (Farnkraut) finden sich auf den Schichtflächen der Sandsteine auch Grab- und Wühlpuren.

Verbreitung: Aufgrund der geringeren Verwitterbarkeit im Vergleich zu den überlagernden Schichten besetzen die Sandsteine des Hauptlettenkohlsandsteins an vielen Stellen im nordöstlichen Blattdreieck die Bergkuppen, wie zum Beispiel den Steinberg. Daneben bilden sie auch einzelne Rippen und Klippen an Berghängen – zum Beispiel im Raum Hagen – Osterhagen (südlich von Talle) – oder sie kommen in Mulden und Senken vor, wie etwa am Sellsiekbach oder südlich von Niederntalle. Die Sandsteine treten zudem durch starke Steinbestreuung der Äcker ins Blickfeld, wie etwa im Raum Henstorf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das Schichtenprofil des Hauptlettenkohlsandsteins beginnt mit den ersten, meist harten grauen Sandsteinlagen über violettroten, fein-

schichtigen und verstärkt tonigen Sedimenten. Die Basis macht sich zudem im Landschaftsbild durch eine schwache Geländekante oder deutliche Sandbestreuung bemerkbar. Die Hangendgrenze wird unmittelbar über den letzten kompakten Sandsteinfolgen gezogen.

Die Mächtigkeit des Hauptlettenkohlsandsteins beträgt im Blattgebiet 7 – 8 m.

Aufschlüsse: Eine kompakte, jedoch nur geringmächtige Sandsteinfolge des Hauptlettenkohlsandsteins zeigt eine kleine Wegrandböschung südlich von Selsen (R 98 510, H 73 760). Restvorkommen in ehemaligen Sandsteinbrüchen finden sich am südlichen Hettberg (R 94 990, H 70 020) und südlich von Niederntalle (R 92 760, H 73 000). Einen guten Einblick in die Schichtenfolge erhält man auf der Anhöhe östlich von Oberluhe (R 94 290, H 69 920); dort läßt sich – obwohl nur eine Lesesteinbestreuung vorliegt – deutlich die Abgrenzung gegenüber den liegenden und hangenden Schichten durchführen.

3.3.3.1.3 Grenzdolomit-Region (ku3)

Grenzdolomitregion VON GÜMBEL 1894

Oberer Kohlenkeuper STILLE & MESTWERDT 1909

Zone der Oberen Letten mit Dolomiten STILLE & MESTWERDT 1909

Region des Grenzdolomits GRUPE 1911

Zone der oberen bunten Mergel mit Dolomiten NAUMANN 1922

Grenzdolomit MEIBURG 1969

Grenzdolomit-Region KNAPP 1983

Ablagerungen der Grenzdolomit-Region sind im Blattgebiet nur durch Lesesteine und eine Klippenbildung dokumentiert. Die Abfolge unterscheidet sich von den älteren Schichten des Unteren Keupers durch fehlende sandige Komponenten.

Gesteine: Die Grenzdolomit-Region besteht aus harten, splittig brechenden, bläulichgrauen und grauen, verwittert gelbbraunen bis bräunlichgelben, mürben Dolomitsteinen sowie bunten oder grauen, teilweise dolomitischen Tonsteinen bis Kalkmergelsteinen mit zum Teil bunten linsenförmigen, dolomitischen Einschaltungen; vereinzelt treten dünne, glimmerige, grünlich- oder rötlichgraue Schluffsteinlagen auf. Die plattigen und festen Ton-, Mergelton-, Tonmergel- und Kalkmergelsteine sind grau, gelblich- und grünlichgrau, braunrot oder violettrot, zum Teil auch grünlich gefleckt; sie brechen scherbis bis muschelig, können aber auch kleinbröcklig bis blättrig zerfallen.

In die Mergel- und Dolomitsteinfolgen sind stellenweise dünne, meist plattige, hellgraue, mit Calcit ausgekleidete Gipsresiduallagen eingelagert. Bereits STILLE & MESTWERDT (1909: 229) erwähnen, daß die Fazies des Gipskeupers tief in den Unteren Keuper her-unterreicht, so daß gelegentlich auch schon dort Gips auftreten kann.

Fossilien sind in der Grenzdolomit-Region nur sehr spärlich vorhanden. Die bankigen Dolomitsteine enthalten bisweilen Muschelabdrücke von *Costatoria (Myophoria) goldfussi* (VON ALBERTI).

Verbreitung: Zutage treten die als Leitgesteine deutlich erkennbaren, gelblich verwitterten Dolomitsteine sowie dolomitische Mergelsteine in schmalen Geländestreifen im

Raum Brüntorf – Kirchheide – Matorf, zwischen Henstorf und nordwestlich von Brosen, in Selsen und Hillentrup sowie auf den Anhöhen östlich von Oberluhe, bei Kalköfen und bei Tutenborn.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die im Hangenden des Hauptlettenkohlsandsteins folgenden Mergel- und Dolomitsteine treten im Gelände morphologisch kaum hervor. Wegen ihrer zumeist geringen Widerstandsfähigkeit ist der Ausstrichbereich der Grenzdolomit-Region zudem stets von einer geringmächtigen Verwitterungsschicht überdeckt. Die Abgrenzung gegen den Mittleren Keuper wurde dort vollzogen, wo Dolomit- und Schluffsteine aussetzen und residuenführende Ton- und Tonmergelsteine verstärkt auftreten.

Die Mächtigkeit der Grenzdolomit-Region beträgt in Bohrungen innerhalb des Blattgebiets 8 – 12 m.

Aufschlüsse: Während der Geländeaufnahme war die Grenzdolomit-Region nirgendwo aufgeschlossen; lediglich auf der Anhöhe im Raum Kalköfen (R 96 560, H 68 830), südöstlich von Lüerdissen, treten Geländerippen von harten bankigen Dolomitsteinen zutage. MESTWERDT (1916: 24) und ROHDE (1963 b: 37) beschreiben ein heute nicht mehr zugängliches, ca. 5 m mächtiges Profil in einer ehemaligen Mergelsteingrube östlich von Kirchheide (R 91 400, H 72 050; heute Sportplatz) im Liegenden von ca. 16 m Gipskeuper. Deutliche Lesesteinbestreuung findet sich auf den Bergkuppen östlich von Oberluhe (R 94 240, H 69 870) und nordwestlich von Tutenborn (R 99 740, H 72 470).

3.3.3.2 Mittlerer Keuper

Keupergips VON ALBERTI 1834
Gipskeuper TORNQUIST 1892
Gipskeuper i. w. S. NAUMANN 1910
Mittlerer Keuper MESTWERDT 1911

Die Ablagerungen des Mittleren Keupers sind – bis auf kurzzeitig eingeschaltete sandige Schüttungen – überwiegend pelitische, teilweise Gips oder Anhydrit und deren Residualbildungen führende Sedimentgesteine. Sie entstanden unter subtropischen, semiariden bis ariden Klimaverhältnissen (WURSTER 1964 b: 238, DUCHROW in KLASSEN 1984: 247) überwiegend limnisch-kontinental in einer flachen, übersalzten Großlagune in der sogenannten Sabkha-Fazies (HAUSCHKE 1982: 135), untergeordnet auch als Folge mariner Ingressionen aus dem südlich gelegenen Tethys-Bereich (WILL 1969: 171). Das klastische Material wurde von einem vom fennoskandischen Hochgebiet nach Südwesten gerichteten Fluß- oder Deltasystem angeliefert (WURSTER 1964 a: 118, DUCHROW in KLASSEN 1984: 286).

Nach lithologischen Eigenschaften wird der Mittlere Keuper in sieben stratigraphische Kartiereinheiten aufgeteilt, deren charakteristische Ausbildung im gesamten Mitteleuropäischen Becken gegeben ist (Tab. 6). Zur besseren Vergleichbarkeit wurde die von DUCHROW (in KLASSEN 1984: Anl. k2) als neue Gliederung des Mittleren Keupers vorgeschlagene Klassifikation in die Tabelle mit aufgenommen.

Typisch für den Mittleren Keuper sind „bunte“, das heißt rötliche und grüngraue, tonige oder mergelige Gesteine von unterschiedlicher Härte. Innerhalb dieser Abfolge treten

Gipslagen oder -knollen auf, die in Oberflächennähe oder – bei entsprechender Grundwasserzirkulation – bis in größere Tiefen ausgelaugt worden sind. Es entstanden dabei Residuallagen mit Calcit- oder – jedoch seltener – Quarzkristallen. Etwa in der Mitte der gesamten Gesteinsabfolge schalten sich von klastischen Schuttströmen sedimentierte

Tabelle 6
Gliederung und Mächtigkeiten des Mittleren Keuper

	Alter* (Mio. Jahre)	Bl. 3919 Lemgo (MESTWERDT 1916) 1. Auflage		Lippe (KÜHL 1957)	östlich Horn-Bad Meinberg (SCHWENKE 1979)	Weserbergland und Lipper Bergland (DUCHROW in KLASSEN 1984)			Blattgebiet Lemgo
Mittlerer Keuper	213	Oberer Gipskeuper	Steinmergel- keuper	Steinmergel- keuper	Oberer grauer Steinmergelkeuper	Detmold-Gruppe	Kielsberg- Formation	Steinmergelkeuper (km4)	
	Schwalenberg- Formation								
	Vlotho- Formation								
	220		30 – 40 m	30 – 60 m	63 m	Weser-Gruppe	Rischenau- Formation 78 – 82 m	60 – 65 m	
	„Rote Wand“	Rote Wand	Obere Rote Wand Untere Rote Wand	Polle- Formation	Rote Wand (km3)				
	15 m	15 – 30 m	25 – 28 m	32,5 m	20 – 30 m				
	224	Mittlerer Gipskeuper	Zone des Schilfsandsteins	Schilfsandstein			Stuttgart- Gruppe	Osnabrück- Formation	Schilfsandstein (km2)
	5 – 30 m			10 – 30 m	15 – 30 m	Schleddehausen- Formation 20 – 25 m		20 – 30 m	
	225	Unterer Gipskeuper	Untere bunte Mergel mit der Einlagerung grauer Mergel	Obere bunte Mergel			Holzminden- Untergruppe	Bredenborn- Formation	Obere Graue und Bunte Mergel (km1o)
	Obere graue Mergel			Oldenburg- Formation					
	Mittlere bunte Mergel			Hahnenklau- Formation	Mittlere Bunte Mergel (km1m)				
	Untere graue Mergel			Untere graue Mergel	grüne Zone bunte Zone graue Zone	Vörden- Formation	Untere Graue Mergel (km1uG)		
Obere Gipsresiduenschichten									
Untere bunte Mergel (Gips- residen- schichten)	Mittlere Gipsresiduenschichten Bunte Tonmergelstein- zwischen-schichten			Elbrinxen- Formation	Untere Bunte Mergel (km1uB)				
Untere Gipsresiduenschichten									
						Löwendorf- Formation			
230				170 m	95 – 135 m	105 – 120 m		155 m	120 – 145 m

* nach MENNING (1995)

Sandsteinbänke ein, die allerdings auch nur ganz untergeordnet innerhalb bunter Tonmergelsteinserien auftreten können.

Die Ablagerungen des Mittleren Keupers haben im Blattgebiet die weiteste Verbreitung. Große Bereiche – insbesondere der Lemgoer Mulde – sind jedoch von einer unterschiedlich mächtigen Lockergesteinshülle pleistozäner Lösses sowie Schmelzwässer- und Eisablagerungen verdeckt. Besonders in den Hangbereichen ist das anstehende Keuper-Gestein zudem von einer meist 1 – 2 m mächtigen Fließerde oder Verwitterungsbildung überdeckt. Da in der Regel keine eindeutige Trennung möglich ist, wurde diese Lockergesteinsdecke nicht gesondert auskartiert.

Die Mächtigkeit des Mittleren Keupers beträgt im Blattgebiet bis 280 m.

3.3.3.2.1 Gipskeuper (km1)

Gipskeuper BENECKE & COHEN 1880 – 1881

Unterer Gipskeuper TORNUST 1892

Gipskeuper i. e. S. KLUTH 1894

Untere bunte Mergel TORNUST 1892, STILLE 1911

Untere rote Gipskeupermergel HAARMANN 1911

Bunte Mergel (Gipskeuper) HAACK 1927

Unterer Mittelkeuper DUCHROW 1968

Grabfeld-Folge GWINNER 1980

Grabfeld-Gruppe DUCHROW in KLASSEN 1984

Ablagerungen des Gipskeupers flankieren im nordöstlichen Blattgebiet zwischen Talle und Hillentrop im wesentlichen mehrere Falten- und Horststrukturen. Durch viele Störungen abgeschnitten, sind die Ausstrichbreiten jedoch nur gering. Im Großraum Istorf – Matorf – Pillenbruch bildet der flach einfallende, durch quartäre Lockergesteine teilweise bedeckte Gipskeuper auf größerer Erstreckung eine flachhügelige Landschaft.

Der Gipskeuper entstand in einer ausgedehnten, zeitweise von Wasser bedeckten Salz-Ton-Ebene (Sabkha-Fazies, HAUSCHKE 1982: 135). Episodisch auftretende Süßwasserzuflüsse führten im Ablagerungsraum zu einem häufigen Wechsel von pelitisch-dolomitischen Sedimenten und Einlagerungen von Sulfatausscheidungen. Infolgedessen zeichnet sich das Gesamtprofil des Gipskeupers durch einen raschen vertikalen Farb- und Fazieswechsel und horizontal durch über weite Strecken verfolgbare Einzelhorizonte aus.

Die Gliederung des Gipskeupers erfolgt nach seinem wichtigsten Unterscheidungskriterium, der Sedimentfärbung, einer genetisch bedingten Eigenschaft. Jeweils rotbunte oder überwiegend graue Wechselfolgen rechtfertigen eine Abgrenzung einzelner Schichtenglieder. MESTWERDT (1910 a: 1 020) unterteilte erstmals in Lippe den Gipskeuper in drei Einheiten. NAUMANN (1916: 575) stellte eine vierteilige Farbgliederung auf, die KÜHL (1957: 3) durch eine fünfte Mergelsteinsfolge erweiterte (s. Tab. 6). Diese letzte Einteilung kann zwanglos auf das Blattgebiet übertragen werden. KÜHL (1957: 12) und DUCHROW (1968: 635) wiesen aber bereits darauf hin, daß die Oberen Bunten Mergel lediglich eine Faziesvertretung für den mittleren und oberen Teil der Oberen Grauen Mergel darstellen. Im Blattgebiet sind die Oberen Bunten Mergel nicht mehr ausgebildet, und der oberste Teil des Gipskeupers wird analog zum Blatt 4019 Detmold als Obere Graue und Bunte Mergel bezeichnet (Tab. 6).

Der Gipskeuper besteht aus einer Serie bunter, das heißt braun- bis violettroter und grauer sowie grünlichgrauer Ton- bis dolomitischer Tonmergelsteine. Häufig ist eine intensive Farbfleckung zu beobachten, die dem Gestein ein marmoriertes Aussehen verleiht. In die Abfolge schalten sich mitunter millimeterdicke Lagen von harten, oft verkieselten Schluffsteinen oder steinmergelartigen Dolomitmergelsteinen ein. Hin und wieder haben sich auf Trockenrissen (HAUSCHKE 1987: 153) dünne Calcitlagen gebildet, die das Gestein häufig senkrecht durchadern, aber auch schräg oder horizontal durchziehen. In Überschnidungsbereichen entstand in der Regel ein brekziöses Gefüge.

Oberhalb eines in seiner Tiefenlage zwischen 30 und 40 m stark schwankenden Gips-spiegelhorizontes fehlen Sulfatvorkommen. Hier treten knollige, brekziöse, auch drusige oder plattige Lagen aus Calcit, weniger Quarz, teilweise mit eckigen Ton- und Tonmergelsteinbruchstücken, auf. Seit KLUTH (1894: 31) werden diese Mineralneubildungen als Residualgesteine oder Residuen bezeichnet. Die „Gipsresiduen“ (GRUPE 1911: 86), die sich in Lösungshohlräumen aus zirkulierenden Wässern ausschieden und das primäre Calciumsulfat pseudomorph verdrängt haben, zeigen eine weiße, hellgraue oder grünlich-weiße bis rosarote Färbung. DUCHROW (in KLASSEN 1984: 242) beobachtete in Quarzkristallen der Residuen oft mikroskopisch kleine Einschlüsse von Anhydrit und wies darauf hin, daß auch die Form vieler Residuen dafür spreche, daß das Calciumsulfat wenigstens teilweise schon syngedimentär als Anhydrit vorlag. Erst in Teufen von ca. 30 – 40 m trifft man auf hellgraue bis weißgraue, seltener blaßrötlich gefärbte Sulfate – vorwiegend Gips. Die Herauslösung der Sulfate im oberflächennahen Bereich hat zur Entstehung von kleinen und größeren Hohlräumen (Drusen) und damit zur Auflockerung des Schichtenverbands und zu Setzungen geführt.

Der Gipskeuper ist im Blattgebiet recht spärlich aufgeschlossen, und die wenigen Vorkommen geben jeweils nur einen minimalen Abschnitt der gesamten Gesteinsabfolge wieder. Da die Abgrenzung der einzelnen Schichtglieder weitgehend durch Lesesteinkartierung erfolgen mußte, ist die Grenzziehung mancherorts sicherlich eine sehr subjektive Darstellung – insbesondere in den Waldgebieten und in Hanglagen mit Fließerdebedeckung. Die Klärung der genauen Lagerungsverhältnisse hätte jedoch kein aufwendiges Bohrprogramm gerechtfertigt.

Die Mächtigkeit des Gipskeupers beträgt im Blattgebiet durchschnittlich 120 – 145 m; bei Vorhandensein von primärem Gips oder Anhydrit in größerer Tiefe kann die Mächtigkeit vermutlich bis auf etwa 155 m ansteigen.

3.3.3.2.1.1 Untere Bunte Mergel (**km1uB**)

Gipsresiduenschichten GRUPE 1911

Untere bunte Mergel NAUMANN 1916

Untere bunte Mergel (Gipsresiduenschichten) KÜHL 1957

Untere Bunte Mergel HAUSCHKE 1981

Gesteine: Die Unteren Bunten Mergel sind in zwei Geländeanschnitten im Blattgebiet auf insgesamt ca. 19 m gut aufgeschlossen. Es handelt sich um braunrote und dunkelbraun- bis violettrote, auch graugrün- bis graugefleckte, untergeordnet grünlichgraue bis graugrüne und graue, teilweise gelblichbraun verwitternde, plattig bis bröcklig, zuweilen auch blättrig zerfallende Ton- und Mergeltonsteine sowie teilweise dolomitische oder

schluffige und schwach glimmerhaltige Tonmergelsteine. Beim Carbonatgehalt überwiegt in der Regel der Dolomit (KÜHL 1957: 3). Eingeschaltet finden sich dünne, rotbunte, aber auch grünlichgraue bis grau-grüne Residuallagen mit knolligen oder plattigen bis fladenförmigen kalzitischen oder quarzitisches Residuen – bisweilen auch in Drusen. SCHULZ (1990: 43) beschreibt in dem Aufschluß bei Kirchheide subidiomorphe, das heißt in ihrer Eigengestalt voll entwickelte, langgestreckte, schwach milchige Quarzkristalle von bis zu 4 cm Länge. Vereinzelt treten auffallend harte, verkieselte (steinmergelartige), dolomitische, graue Mergelton- bis Tonmergelsteine auf. In Bohrungen zeigen sich zur Tiefe hin zahlreiche weißliche bis weißgraue Gipsstückchen. Mitunter finden sich auf verkieselten, plattigen Mergelsteinlagen auch Steinsalzkristallmarken (HAUSCHKE 1989: 357).

Verbreitung: Lesesteine der Unteren Bunten Mergel sind insbesondere bei Kreuzbreden, zwischen Kirchheide und Bredaerbruch sowie nordöstlich von Pillenbruch durch die flache Lagerung der Schichten gut zu verfolgen. Weitere Vorkommen liegen am unteren Radsiekbach, bei Brosen und bei Herbrechtsdorf sowie in langgestreckten Geländestreifen am westlichen Lütcheberg und nordwestlich von Henstorf. Alle diese Vorkommen werden durch Störungen gegen den Unteren Keuper abgeschnitten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das sicherste Erkennungsmerkmal des Gipskeupers sind seine zahlreichen Gips- oder Residueneinschaltungen. Auch fehlen ihm mächtigere Dolomitsteinbänke sowie die Sandsteinbänke des Unteren Keupers. Die Abgrenzung gegen die Unteren Grauen Mergel erfolgt durch einen deutlichen Farbwechsel, der auch bei der Lesesteinkartierung zu erkennen ist.

Die Mächtigkeit der Unteren Bunten Mergel wird im Blattgebiet auf 40 – 50 m geschätzt, je nach Gipsgehalt.

Aufschlüsse: Zwei nennenswerte Aufschlüsse befinden sich in aufgelassenen Mergelsteingruben bei Kreuzbreden (R 90 390, H 70 835) und östlich von Kirchheide (R 91 420, H 72 090; ROHDE 1963 b: 35, SCHULZ 1990: 114). Ein kleiner Böschungsschnitt ist auch hinter dem Hundeübungsplatz am Radsiekbach, westlich der Bundesstraße B 238, einzusehen (R 93 170, H 67 840).

3.3.3.2.1.2 Untere Graue Mergel (**km1uG**)

Untere graue Mergel NAUMANN 1916

Untere Graue Mergel HAUSCHKE 1981

Gesteine: Im Verbreitungsgebiet der Unteren Grauen Mergel gibt es im Blattgebiet zur Zeit keine Aufschlüsse. Bei der Lesesteinkartierung und in Bohrungen findet man vorwiegend graue und grünlichgraue dolomitische Ton- bis Tonmergelsteine, die häufig durch dünne tonig-schluffige Lagen feingeschichtet sind. Vermutlich im mittleren Abschnitt schalten sich verstärkt grau- bis violettrote, selten rotviolettgefleckte Mergelton- und Tonmergelsteine ein. Recht zahlreich sind plattige bis fladenförmige Residuallagen sowie kalzitische Gipsresiduen. Oberhalb des Gipsspiegels ist das Gestein daher stark entfestigt.

Verbreitung: Die Vorkommen im Blattgebiet beschränken sich auf einen schmalen Ausstrich am westlichen Lütcheberg und nordwestlich von Henstorf sowie auf flach einfallende Schichten mit einer breiteren Lesesteinstreuung westlich Kreuzbreden und südöst-

lich von Kirchheide. Im Raum Welstorf sind die Unteren Grauen Mergel weitgehend von Lößlehm bedeckt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: In der Abfolge überwiegen – im Gegensatz zu den bunten Schichten im Liegenden und Hangenden – grünlichgraue bis graugrüne, wegen ihrer ursprünglich gipsreichen Schichten Verebnungen bis einen flachen Anstieg bildende Gesteine.

Die Mächtigkeit der Unteren Grauen Mergel beträgt nach Subrosion des Gipses etwa 30 – 35 m. Da die Schichten primär sehr sulfatreich sind, ist dort, wo sie in größeren Teufen liegen, mit einer Mächtigkeit von etwa 40 m zu rechnen.

3.3.3.2.1.3 Mittlere Bunte Mergel (**km1m**)

Bunte Mergel GRUPE 1911
Obere bunte Mergel NAUMANN 1916
Mittlere bunte Mergel KÜHL 1957
Mittlere Bunte Mergel KNAPP 1986

Gesteine: Die Basis der Mittleren Bunten Mergel kündigt sich im Gelände oft durch eine schwache Kante oder den Beginn eines steileren Anstiegs an. Es handelt sich zunächst um graue, grünlichgraue bis graugrüne, dolomitische, zum Teil verkieselte Ton- bis Tonmergelsteine, die von intensiv roten und braunroten Gesteinsfarben abgelöst werden. Gipsresiduenlagen sind im untersten Abschnitt selten. In den folgenden Partien wechselt die Gesteinsfarbe häufig zwischen rotbunt – wie rotbraun, rotgrau, auch braunrot, dunkelrot, rot- bis grauviolett, zuweilen ziegelrot oder grünlichgefleckt – und Grautönen, das heißt grünlichgrau, grau, graugrün und hellgraugrün, wobei ein Farbton über mehrere Dezimeter bis Meter jeweils dominiert. In einzelnen Lagen ist ein erhöhter Schluffgehalt nachweisbar. Diese Mergelsteine können auch Linsen oder eckige Ton- und Schluffsteinbröckchen enthalten. Wenige graue und grünlichgraue Tonsteinbänke fallen durch ihre besondere Härte auf (Steinmergel). Sie sind verkieselt und stellenweise schluffig, oft mit konglomeratischen Bildungen und sie können auch Feinsand führen. In der oberen Hälfte der Abfolge treten vermehrt dünne Residuallagen oder auch brekziöse Residualknollenbänken auf.

Verbreitung: Die Mittleren Bunten Mergel des Gipskeupers sind im nordöstlichen Blattviertel in Sattel- und Muldenstrukturen sowie in Horst- und Grabenbildungen als Lesesteine zu finden. Häufig sind sie dabei an längeren Störungszonen gegen den Unteren Keuper abgeschnitten. Eine größere Verbreitung haben sie an der südlichen Sattelflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse zwischen Hillentrup und Lüerdissen und in der Querzone zwischen Lüerdisser Bruch und dem oberen Kattbach sowie östlich von Bavenhausen oder bei Talle. Breite Geländeausstriche sind im Raum Kirchheide – Pillenbruch und westlich von Kreuzbreden zu verfolgen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Neben dem häufigen Farbwechsel sind die Residuenlagen insgesamt nicht so zahlreich wie in den liegenden Schichten. Sie unterscheiden sich von ihnen auch durch mehrere harte Steinmergellagen innerhalb der gesamten Abfolge. Die hangenden Schichten bilden eine markante Geländestufe und mitunter deutliche Geländerippen, oder sie bedecken kleinere Bergkuppen.

Die Mächtigkeit der Mittleren Bunten Mergel wird im Blattgebiet auf 35 – 40 m geschätzt.

Aufschlüsse: Einen guten Einblick in die Schichtenfolge bietet ein aufgelassener Mergelsteinbruch unmittelbar im Liegenden der Oberen Grauen und Bunten Mergel nordwestlich von Hillentrup (R 99 360, H 68 800).

3.3.3.2.1.4 Obere Graue und Bunte Mergel (**km1o**)

Untere graue Mergel KLUTH 1894
Graue Mergel GRUPE 1911
Obere graue Mergel NAUMANN 1916
Obere bunte Mergel } KÜHL 1957
Obere graue Mergel }
Obere Wiehenberg-Schichten } DUCHROW 1968
Untere Wiehenberg-Schichten }
Bredenborn-Formation } DUCHROW in KLASSEN 1984
Oldenburg-Formation }
Obere Graue und Bunte Mergel KNAPP 1986

Bereits MESTWERDT (1916: 26) stellte fest, daß – entgegen den Beobachtungen auf dem südlichen Anschlußblatt 4019 Detmold (FARRENSCHON 1986: 54) – im Liegenden des Schilfsandsteins keine rötlichen Lagen mehr auftreten, und somit die Oberen Bunten Mergel im Blattgebiet nicht mehr ausgebildet sind.

Gesteine: Die Schichtenfolge besteht aus grauen, grünlichgrauen, graugrünen, mitunter auch gelblich- oder dunkelgrauen, teilweise dolomitischen oder schluffigen Ton- bis Tonmergelsteinen, die partienweise Feinschichtung zeigen. Einschaltet sind zahlreiche Residuallagen, die auf primäre Gipsführung schließen lassen, sowie dolomitische, zum Teil kieselige, plattige und sehr harte Tonmergelsteine (Steinmergel). Diese können im Gelände steile Anstiege hervorrufen, wie etwa am östlichen Lütcheberg und westlich der Maibolte, oder aber sie bilden kleinere Bergkuppen und Geländerippen. Zwischengeschaltet finden sich auch dünne, zum Teil blättrige, graue bis dunkelgraue Tonsteinschichten. Das Gestein ist von feinen, mit Calcit verheilten Klüften regellos durchzogen.

Verbreitung: Die grauen Ton- und Mergelsteine der Oberen Grauen und Bunten Mergel sind im Blattgebiet nur an ihrer Lesesteinverbreitung zu verfolgen. Im nordöstlichen Blattbereich treten sie etwa auf einer Linie Talle – Bavenhausen – Lüerdisser Bruch – Hillentrup in mehreren schmalen Geländestreifen zutage. Sie bilden meist kleinere, teilweise auch steilere Hangbereiche oder flache Höhenrücken wie etwa nordwestlich von Hillentrup. Im nordwestlichen Blattgebiet haben sie östlich von Istorf und nordwestlich von Loholz dagegen – bei flacher Schichtenlagerung – einen breiten Geländeausstrich. Sie treten außerdem am südlichen Blattrand bei Maßbruch im Grenzbereich zum Meinberger Graben zutage.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Basis der im Gegensatz zu den liegenden Schichten insgesamt härteren Sedimentgesteine fällt morphologisch mit einem kleinen Geländeknick zusammen. Die durchweg grauen Ablagerungen mit ihren Gipsresiduallagen lassen sich in der Regel auch gut gegen den hangenden Schilfsandstein abgrenzen.

Die Mächtigkeit der obersten Gipskeuper-Stufe wird im Blattgebiet auf 20 – 25 m geschätzt.

Aufschlüsse: Im Blattgebiet gab es im Raum Strang – Loholz und südlich von Pillenbruch mehrere Abbaustellen, die jedoch heute verfüllt oder deren Böschungswände verstürzt sind. Einsehbar ist die Schichtenfolge lediglich in einem kleinen Straßenanschnitt südöstlich von Homeien (R 98 945, H 68 660).

3.3.3.2.2 Schilfsandstein (km2)

Schilfsandstein JAEGER 1827

Stufe des Schilfsandsteins KLUTH 1894

Zone des Schilfsandsteins MESTWERDT 1910 a

Stuttgart-Folge GWINNER 1980

Schilfsandstein-Schichten BRENNER & VILLINGER 1981

Stuttgart-Gruppe DUCHROW in KLASSEN 1984

Der Schilfsandstein führt die einzigen gröber klastischen Sedimentgesteine im gesamten Mittleren Keuper des Mitteleuropäischen Beckens. Aufgrund der häufigen Schrägschichtungsgefüge und Rinnenformen seiner Fein- und Mittelsandsteine wird er von der Mehrzahl der Autoren als fluviatile Bildung gedeutet. Nachdem THÜRACH (1889 – 1890: 135) als erster in den Sandsteinsträngen eine „Flutbildung“ erkannte, entwickelte WURSTER (1964 a, 1964 b) seine bis heute im wesentlichen gültige „Delta-Konzeption“, nach der die Ablagerungen aus dem weitgefächerten Deltagebiet eines großen, vom Skandinavischen Schild her kommenden und weitgehend südwärts gerichteten Flußsystems stammen, das im heutigen Alpenraum die Tethys erreichte (u. a. BEUTLER & HÄUSSER 1982, Modifizierung bei DUCHROW in KLASSEN 1984: 286). Schüttungsmessungen bestätigten den Sedimenttransport aus nördlicher Richtung (KRUCK & WOLFF 1975: 418). Im Stillwasserbereich zwischen den Stromrinnen wurden gleichzeitig geringmächtige Schluff- und Tonsteinbänke abgelagert, die „durch nachlassende Transportkraft der Wässer entstanden, und die sich – durch Querrinnen oder von Uferdurchbrüchen ausgehend – großflächiger über die Deltaebene ausbreiteten“ (ROSENFELD 1968: 422). Nach DITTRICH (1989: 300) wurde die räumliche Trennung sandiger und toniger Fazies durch unterschiedliche Senkungen des Beckenbodens hervorgerufen. Dabei kam es in den stärker absinkenden Beckenbereichen zur Ablagerung von Sanden.

Der Ablagerungsraum des Schilfsandsteins hebt sich durch seine Nord-Süd-Erstreckung deutlich von der sonst im Mittleren Keuper vorherrschenden Südost-Nordwest-Richtung ab (ROSENFELD 1978: 145). Bemerkenswert ist auch die abnorm große flächenhafte Verbreitung im Mitteleuropäischen Trias-Becken trotz einer relativ geringen Mächtigkeit und der nur geringen Ablagerungsdauer von 1 Mio. Jahren (vgl. Tab. 6). Es muß sich demnach um einen weitgehend ebenen Sedimentationsraum gehandelt haben. In seinen Strömungsrinnen setzten sich hauptsächlich sandige Sedimente mit zahlreichen kohligten Pflanzenresten ab, die durch geringmächtige Schluff- und Tonsteinablagerungen aus Stillwasserphasen getrennt sind.

Die Pflanzenabdrücke waren zu Beginn der Forschungen fälschlicherweise als Schilfblätter beschrieben worden (Benennung „Schilf“sandstein); erst später erkannte man, daß es sich hauptsächlich um Schachtelhalmgewächse (*Equisetites*) handelt.

Der Schilfsandstein in Rinnenfazies ist im Blattgebiet durch einen deutlichen Geländeanstieg, markante Höhenrücken oder auch als Kuppenrest („Schilfsandstein-Insel“) in einer Gipskeuper-Umgebung erkennbar. Die überwiegend sandige Fazies ist jedoch nicht nur auf die schmalen Strömungsrinnen beschränkt (DUCHROW 1968: 638).

Als Faziesmerkmal läßt sich recht gut auch die Gesteinsfarbe heranziehen (DUCHROW 1968, KRUCK & WOLFF 1975: 418). Während die zentrale Flußrinne von überwiegend grauen Sandsteinen, weitgehend ohne Rottöne, gebildet wird, sind die Gebiete zwischen den Strombändern durch einen raschen Übergang in violettrotgefleckte Sandsteine und – weiter entfernt – durch meist rotgefärbte Tonsteinserien gekennzeichnet. Die engräumigen Farbänderungen hängen nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977: 103) von der Menge der reduzierten organischen Substanz und der Sedimentationsgeschwindigkeit ab. Danach sind die Gesteine in Buntfazies auf eine langsame Sedimentationsphase zurückzuführen, während die Graufazies mit einer raschen Schüttung in Zusammenhang steht. Die unterschiedlichen Gesteinsausbildungen können in ihrem gegenseitigen Mächtigkeitsverhältnis starken Schwankungen unterworfen sein.

Vermutlich in Flußrinnen abgelagert, bildet der Schilfsandstein nördlich von Istorf, zwischen Lüerdissen und Rentorf sowie südwestlich von Maßbruch kleinere Bergrücken. Dieser Befund stimmt überein mit den Ergebnissen einer Fazieskartierung im Schilfsandstein zwischen Weser und Osning von KRUCK & WOLFF (1975: Abb. 1). In einer Bohrung im Maiboltetal (R 97 700, H 67 820) wurden jedoch ebenfalls mächtige graue Feinsandsteine durchteuft, die möglicherweise einer weiteren ehemaligen Flußrinne angehören.

Aufgrund der raschen lateralen Faziesänderungen ist für den Schichtenaufbau keine weitere stratigraphische Aufgliederung möglich. Die Gesteinsbeschreibung beschränkt sich daher auf eine Aufzählung der im Gelände angetroffenen Gesteinsvarietäten.

Gesteine: Der Schilfsandstein besteht aus einer faziell wechselhaften Folge von Sand- und Schluff- sowie Ton- und Mergeltonsteinen. Es überwiegen plattige oder dünn- bis mittelbankige, stark geklüftete Sandsteine, die in ihrer Mehrzahl feinkörnig, seltener mittelkörnig und mitunter schluffig sind. Sie haben meist ein toniges, selten kieseliges Bindemittel und sind daher nicht sehr verwitterungsbeständig. Die Schichtflächen führen reichlich Glimmerblättchen und begünstigen so zusätzlich einen plattigen Zerfall des Gesteins. In manchen Bereichen sind Kaolin sowie winzige Pyritkriställchen, die oft auch zu Brauneisen verwittert sind, stark angereichert. Auf den Schichtflächen sind mitunter kohlige Bestege von Pflanzenresten zu erkennen. Recht häufig sind Schrägschichtung und Strömungsmarken; auch Flaserung und Einschlüsse von tonigen Linsen und Geröllen wurden beobachtet.

Die Farben der Sandsteine wechseln von hellgrau, grau, grünlich-, bräunlich- oder auch gelblichgrau nach graubraun, rötlichgrau und braunrot. Typisch für den Schilfsandstein sind graue, relativ mürbe Partien, die von dünnen, parallel zur Schichtung angeordneten, millimeter- bis zentimeterdicken, dunkel- bis wein- und violettroten Flasern oder Bändern durchzogen sind – so im Hangenden des Sandsteinbruchs nördlich von Istorf. Die violettrote Flammung wird durch syngedimentär ausgefällte Eisenverbindungen hervorgerufen.

Der Schilfsandstein besteht nur selten aus einer geschlossenen Folge von Sandsteinbänken. Meist sind feste oder auch mürbe, tonig-mergelige Lagen ohne erkennbare

Regelmäßigkeit zwischengeschaltet. Außerhalb der im Blattgebiet als Sandsteinstränge angesprochenen Vorkommen, und insbesondere auch im höheren Teil des Schilfsandsteins, finden sich vermehrt Schluff-, Ton- und Mergeltonsteine mit nur noch geringmächtigen Sandsteineinschaltungen. Die Ton- und Mergeltonsteine sind selten rein und führen Schluff- oder Feinsandkomponenten in ihrer Matrix. Sie sind teils fest bis steinmergelartig, teilweise aber auch weich und blättrig; ihre Farben sind rotbraun, rotgrau, grünlich-grau, gelblichbraun, aber auch grau bis dunkelgrau und mitunter schattiert oder gefleckt. In den Abschnitten vorwiegend pelitischer Ausbildung ist die Schilfsandstein-Zone im Gelände äußerst schwierig zu erkennen. Das Gesteinsspektrum ähnelt stark den Ablagerungen der hangenden Roten Wand mit deren weichen, tonigen, vorwiegend braun-roten Gesteinen.

Das An- und Abschwellen der Sandsteinfazies ist eine für den Schilfsandstein typische Erscheinung, die auch aus dem mittel- und süddeutschen Keuper-Gebiet bekannt ist (MESTWERDT 1916: 27), hierdurch erklären sich auch die Schwankungen in der Mächtigkeit.

Fossilien: Recht häufig finden sich auf den Schichtflächen Pflanzenreste, die stellenweise nur als schwach kohlige Bestege erkenntlich sind. Vermutlich sind es meist Abdrücke von Schachtelhalmgewächsen der Art *Equisetites arenaceus* JAEGER.

Verbreitung: Ähnlich den liegenden Schichten treten Ablagerungen des Schilfsandsteins parallel zur Streichrichtung auf der Südflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse zwischen Hillentrup und Lüerdisser Bruch sowie zwischen dem Nordhang des Mönkebergs und südwestlich von Pillenbruch zutage; im nördlichen und östlichen Vorland bilden sie mehrere kleine Geländekuppen. Weitere Vorkommen sind auf den Bergrücken südlich von Rentorf und am nördlichen Lütcheberg sowie an den Hängen des Albernbergs bei Talle, am Wasserbehälter bei Bavenhausen und bei Fahrenbreite am Anstieg zum Wiembecker Berg (TK 25: 4019 Detmold).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Im Ausstrichbereich des Schilfsandsteins finden sich im Blattgebiet in der Regel häufig Sandsteinlesesteine. Auch morphologisch sind die etwas härteren Sandsteine gegenüber den Ton- und Mergelsteinen im Liegenden durch steilere Hänge oder Kuppenbildung zu erkennen. Die untersten Sandsteinbänke bilden zudem eine meist deutliche Geländekante. Die Ton- und Mergelsteine der hangenden Roten Wand sind auffallend hellrot und sehr verwitterungsanfällig; entlang ihres Ausstrichs zeigt das Gelände oft eine Depression. Die exakte Abgrenzung wird jedoch meist durch eine Bedeckung des Festgesteins mit Hangschutt oder Fließerde verhindert.

Die Mächtigkeit des Schilfsandsteins schwankt im Blattgebiet zwischen 20 und maximal 30 m. Das Mächtigkeitsminimum von 5 m, wie von MESTWERDT (1916: 27) angegeben, konnte nirgendwo bestätigt werden.

Aufschlüsse: Im Ausstrichbereich des Schilfsandsteins gab es im Blattgebiet mehrere Steinbrüche, in denen der Sandstein als Bau- oder Werkstein kurzzeitig gebrochen wurde. Gute Aufschlüsse, in denen feste bankige Sandsteine angeschnitten sind, befinden sich nur noch nördlich von Istorf an der Straße Loholz – Voßhagen (TK 25: 3918 Bad Salzufen; R 88 900, H 71, 995; R 88 760, H 71 975 u. R 88 640, H 72 035) sowie südwestlich von Maßbruch (R 95 830, H 62 880).

3.3.3.2.3 Rote Wand (km3)

Bunte Mergel PAULUS & VON KURR 1853
Rote Wand FRAAS 1865
Berggypsschichten KLUTH 1894
Obere bunte Mergel („Rote Wand“) MESTWERDT 1910 a
Rote Mergel und Letten MESTWERDT 1911
Obere rote Gipskeupermergel HAARMANN 1911
Obere rote Mergel (Rote Wand) NAUMANN 1915
„Rote Wand“ MESTWERDT 1916
Polle-Formation DUCHROW in KLASSEN 1984

Die in der Regel intensiv rot gefärbten Ton- und Mergelsteine dieser Schichtstufe tragen den vom Fränkischen Keuper übernommenen Schichtnamen „Rote Wand“. Die lebhafte rote Farbe der Sedimentgesteine oder des Bodens war im lippischen Raum mehrfach namengebend für entsprechend aufgebaute Geländeabschnitte, wie etwa Rotenberg (TK 25: 4019 Detmold) oder Rotekuhle (TK 25: 4020 Blomberg).

Der Ablagerungsraum der Roten Wand ist durch ruhige Strömungsverhältnisse gekennzeichnet. Von den Hochgebieten wurde lediglich feinkörniges Material in die Großlagune des Mitteleuropäischen Beckens eingebracht. Diese Umstände führten zum Absatz toniger Sedimente mit wechselndem Carbonatgehalt. Der geringe Wasseraustausch mit dem Ozean und die warm-ariden Klimabedingungen bewirkten zudem ein gelegentliches Trockenfallen sowie Evaporation.

Gesteine: Die Gesteine der Roten Wand bestehen aus einer Wechselfolge hellroter oder braunroter bis rotbrauner, violettroter, selten dunkelbraunroter und mitunter grünlich-grau- bis graugrüngefleckter, im trockenen Zustand auch ziegelroter, blättriger oder plattiger Tonsteine und dolomitischer Mergeltonsteine. Untergeordnet treten Tonmergelsteine auf, einzelne Horizonte sind schwach feinsandig. Etwa in der Mitte der Abfolge schalten sich 1 – 2 m mächtige grünlichgraue, hellgrüngraue bis graugrüne, harte, zum Teil verkieselte, steinmergelartige und scherbig brechende Tonstein- bis dolomitische Mergeltonsteinlagen ein („Isenberg-Horizont“, DUCHROW 1968: 639), die nach DUCHROW die Basis der Oberen Roten Wand bilden. Im Blattgebiet ist eine Gliederung der Roten Wand jedoch nicht möglich.

An der Basis tritt nach Beobachtungen aus Nachbargebieten (FARRENSCHON 1995: 56) ein brekziöser, 1 – 2 m mächtiger Horizont mit grünlichen, auch gelblichen, wenig gerundeten bis eckigen Resedimentpartikeln in rotbraunen Ton- bis Mergeltonsteinen auf. Erstmals erkannte KÜHL (1957: 25) den besonderen Leitwert dieser Basisbrekzie.

Besonders kennzeichnend für die Rote Wand sind ihre insgesamt sandarmen, verwittert oft erdig-schmierigen Gesteine, die vielfach von einem regellosen Netz von Calcit-schnüren durchadert sind. Mit wechselnder Häufigkeit schalten sich – besonders in der oberen Hälfte der Abfolge – zum Teil grusige und meist unscharf begrenzte kalzitische Residualagen, -drusen und -brekzien ein. Solche durch Auslaugung von Gips und/oder Anhydrit entstandenen Einsturzbrekzien mit untergeordnet eckigen Tonsteinbröckchen in einer kristallinisch-festen, kalzitischen Grundmasse können einen bis mehrere Meter mächtig werden, aber auch auf kurzer Entfernung bereits auskeilen. Aufgrund ihrer dichten Grundmasse sind die Residualbrekzien deutlich härter als die sie umgebenden Gesteine.

Verbreitung: Die Ablagerungen der Roten Wand folgen auf der Südflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse dem Schilfsandstein-Ausstrich. Dort bilden sie wegen ihrer wenig widerstandsfähigen Ton- und Mergelsteine Verebnungen und kleine Geländehohlformen, die jedoch meist mit quartärer Fließerde aufgefüllt sind. Weitere Vorkommen liegen am Hang des Wasserbehälters bei Bavenhausen, am Albernberg bei Talle und in drei Bach-einschnitten bei Luherheide und am östlichen Biesterberg.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Aufschlüsse in der Roten Wand gibt es im Blattgebiet keine; meist erkennt man den Ausstrichbereich an einer charakteristischen Rotfärbung des Bodens und anhand von lebhaft roten Lesesteinen. Die Abgrenzung erfolgt aber hauptsächlich nach morphologischen Gesichtspunkten. Sowohl der Schilfsandstein im Liegenden als auch der Steinmergelkeuper im Hangenden begrenzen mit ihren härteren Gesteinsschichten in der Regel deutlich die Verebnungszone der Roten Wand.

Die Mächtigkeit der Abfolge steht in Abhängigkeit mit den Vorkommen von Residuenlagen. Aufgrund von Bohrungen müssen 20 bis maximal 30 m angenommen werden.

3.3.3.2.4 Steinmergelkeuper (km4)

Steinmergel-Keuper SCHMID 1884

Steinmergelkeuper BLANCKENHORN 1885

Oberer Gipskeuper MESTWERTD 1910 a

Steinmergel THIERMANN 1983

Die bunten, teilweise dolomitischen Ton- und Mergelsteine des Steinmergelkeupers galten nach alter Auffassung (u. a. WOLBURG 1969: 32) als Ablagerungen eines flachen, aus-süßenden Binnenmeeres, das episodisch noch Sedimente einer lagunären Fazies führte. Dieses Binnenmeer wurde aber überwiegend von Süßwasserzuflüssen gespeist, die feinkörnigen Abtragungsschutt vom Festland mitführten. Dunkelgraue Tonsteinlagen mit fossilführenden Horizonten in den jüngeren Schichten der Abfolge sind deutliche Zeugen vom Ende der Gipskeuper-Fazies.

GRUPE (1911: 91) schied erstmals im lippischen Raum einen Unteren (bunten) und einen Oberen (grauen) Steinmergelkeuper aus. Diese Grobgliederung wurde von späteren Keuper-Bearbeitern (u. a. DUCHROW 1968: 650, SANDER 1977: 91) weiter verfeinert, bis hin zu einer auf Leitbänke gestützten Detailgliederung, deren differenzierte Kartierung im Blattgebiet jedoch nicht möglich ist.

Im Blattgebiet gibt es eine Reihe guter Aufschlüsse im Oberen Steinmergelkeuper; vom unteren Teil ist lediglich an einer Stelle ein kurzer Abschnitt der Abfolge zugänglich. Ein vollständiges Bild über die oberste Stufe des Mittleren Keupers ließ sich somit nur aus mehreren Bohrungen gewinnen, die den gesamten Steinmergelkeuper durchteuften.

Gesteine: Der Steinmergelkeuper setzt sich aus bunten – braunroten, violettroten, grünlichgrauen – und grauen, teilweise dolomitischen Ton- bis Tonmergel- und Dolomitmergelsteinen zusammen. Der Carbonatgehalt beträgt bis zu 55 Gew.-%, wovon der überwiegende Anteil (bis zu 90 %) als Dolomit vorliegen kann. Die Gesteinsfarben sind nicht immer schichtgebunden, sondern verlaufen mitunter schräg zur Schichtung. Im tieferen Abschnitt schalten sich vermehrt Lagen mit Gipsresiduen (Calcit, Quarz) als Residualplatten, -knollen oder -brekzien ein, die im höheren Teil zurücktreten. Dort ist der Stein-

mergelkeuper durch zahlreiche sehr harte, dolomitische Steinmergelbänkchen oder steinmergelartige Tonsteine stärker untergliedert. Den plattigen bis dünnbankigen Lagen verleiht ein dichtes Bindemittel aus Dolomit und Siliciumdioxid Festigkeit. Die Kieselsäure kann aus den quarzitischen Sandsteinen des hangenden Oberen Keupers kommen. Bevorzugt in den grauen Steinmergellagen treten einzelne kleine Pyritwürfel auf. Der Schwefelkies kann randlich zu Brauneisen verwittert sein.

Das im frischen Zustand meist sehr harte Gestein zerfällt unter dem Einfluß der Atmosphärien an der Oberfläche recht schnell in kleine scharfkantige Bröckchen oder bricht grobscherbig mit einem charakteristischen muscheligen Bruch. Einige der harten Mergelsteinbänke können als Geländekanten über geringe Entfernungen morphologisch wirksam werden.

Die Basis des Unteren Steinmergelkeupers bilden im Blattgebiet wenige Meter mächtige hellgraue und graue bis grünlichgraue, untergeordnet auch braunrote, dolomitische und bisweilen schluffige Mergelton- und Tonmergelsteine mit wenigen Residuallagen. Darüber folgen braun- bis violettrote, nur vereinzelt graue und graugüne, teilweise dolomitische Ton- bis Tonmergelsteine, die mit Residualhorizonten wechsellagern. Im höchsten Abschnitt überwiegen zunächst braunrote, mitunter grünlichgefleckte, dolomitische Tonmergelsteine, die zum Hangenden hin von grünlichgrauen bis hellgrüngrauen Gesteinen abgelöst werden können. Nur noch wenige Residuallagen, dafür vermehrt kieselig-dolomitische graue Steinmergelbänkchen schalten sich in diesen Teil der Abfolge ein.

Der Obere Steinmergelkeuper ist durch vorwiegend graue Gesteinsfarben mit Übergängen von hell- bis dunkelgrau sowie gelblich- und grünlichgrau, graugrün und untergeordnet schwarzgrau, selten braunrot gekennzeichnet. Die dolomitischen Tonmergel- bis Tonsteine sind dünnbankig bis plattig, oft feingeschichtet und schluffig. Häufig eingeschaltet finden sich kieselig-dolomitische, zum Teil fossilführende Tonmergel- und Dolomitmergelsteine, die wegen ihrer Härte auch kantenbildend im Gelände wirken können.

Gesteinsanalyse einer typischen Probe aus dem Oberen Steinmergelkeuper (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Fundort: Brunnenbohrung Waldfrieden (Rehberg) in Lemgo-Hasenbreite (R 96 920, H 67 030), Teufe 97,5 m

makroskopisch: gelblichgrauer schluffiger Dolomitmergelstein

Röntgenbeugungsanalyse: 53,5 Gew.-% Dolomit; Hauptanteil der Nichtcarbonate ist die Kornfraktion aus Chlorit, Illit und montmorillonitischem Mixed-layer-Anteil, dazu geringer Schluffanteil aus Quarz und Feldspat (Albit)

mikroskopisch: Dolomit überwiegend als Mikrit, untergeordnet Mikrosparit; korrodierte Quarze, Pyrit bis 50 µm, einzelne Muskovitblättchen

Befund: stark toniger Dolomit

Residualknuernlagen treten im Oberen Steinmergelkeuper stark zurück und sind dann auf den unteren Teil der Abfolge beschränkt. Auffallend ist die meist mehr oder weniger senkrechte Klüftung, deren Flächen kalzitisch verheilt sind. Ein weiteres Kennzeichen sind wenige Zentimeter mächtige, schwarzgraue, dünnplattige bis blättrige Tonsteinlagen, die zwischen grauen Tonmergelsteinen eingeschaltet sind, so zum Beispiel in einem Aufschluß am Bega-Ufer, nördlich von Brake. Fossilführende Steinmergelbänke, die von solchen Tonsteinlagen begleitet werden, stellen in Lippe weithin verfolgbare Leithorizonte dar (KÜHL 1957: 57, SANDER zit. in ROHDE 1963 b: 43).

Fossilien: Der höhere Steinmergelkeuper enthält einzelne fossilführende harte Tonmergelsteinbänke mit unbestimmbaren Pflanzenteilen oder einer recht kümmerlichen Fauna von Kleinmuscheln und -schnecken sowie Fischschuppen und Bruchstücke von Fischzähnen oder -knochen.

Verbreitung: Ton- und Mergelsteine des Steinmergelkeupers begleiten in einem wechselnd breiten Ausstrich die Südflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse. Unter der Bedeckung von Sandsteinen des Oberen Keupers bilden sie zum Teil ausgesprochene Steilhänge – wie etwa am nördlichen Windelstein. Weitere Vorkommen treten am Anstieg zum Albernberg bei Talle und im Bereich der Bavenhausener Mulde auf.

Auf der südlichen Blatthälfte gibt die großflächige Quartär-Bedeckung nur wenige Steinmergelkeuper-Fenster frei. Zutage streichen die Schichten am südöstlichen Bienberg, in der südwestlichen Lemgoer Mark, am Bieberg in Lemgo, am südlichen Bega-Ufer bei Brake, weitgehend am Osthang des Biesterbergs, südöstlich von Hörstmar, am Laubker Bach bei Schäfersiek sowie in einer aufgelassenen Mergelsteingrube nördlich von Trophagen (TK 25: 4019 Detmold). Am südöstlichen Blattrand bei Hagendonop bildet der Steinmergelkeuper-Ausstrich die Ostflanke der Donoper Mulde.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der harte, scharfkantige und scherbige-eckige Steinmergelkeuper unterscheidet sich in der Regel recht deutlich von den weichen bis blättrigen Tongesteinen der Roten Wand. Auch bedingen seine Ablagerungen gegenüber den liegenden Schichten einen merklichen Geländeanstieg. Im Blattgebiet gibt es keine Hinweise auf anderenorts beobachtete, wenige Meter mächtige, braunrote und der Roten Wand sehr ähnliche Basisschichten, die eine Abgrenzung mitunter erschweren (FARRENSCHON 1986: 60). Das Einsetzen quarzitischer Sandsteinbänke, die teilweise in Wechselfolge mit schwarzgrauen, milden Tonsteinen stehen, zeigt die Hangendgrenze zum Oberen Keuper an.

Bezüglich der Mächtigkeit des Steinmergelkeupers schwanken die Angaben zu den Vorkommen im Blattgebiet. MESTWERDT (1916: 31) ging von 30 bis maximal 40 m aus. Nach eigenen Beobachtungen in Aufschlüssen und Bohrungen müssen hingegen etwa 60 bis 65 m Mächtigkeit angenommen werden. Die unterschiedlichen Aussagen sind vermutlich auf verschiedene starke Gipsauslaugung zurückzuführen. Von der Gesamtmächtigkeit entfallen etwa 40 m auf den Oberen Steinmergelkeuper.

Aufschlüsse: Erwähnenswerte Vorkommen von Steinmergelkeuper sind an mehreren Stellen im Blattgebiet zugänglich.

Unterer Steinmergelkeuper:

- aufgelassener Mergelsteinbruch in der Straßenböschung östlich von Talle (R 94 400, H 73 600)

Oberer Steinmergelkeuper:

- aufgelassene Mergelsteinbrüche am Hünderser Berg (R 88 600, H 70 150 u. R 88 880, H 70 335)
- Restwand eines aufgelassenen Mergelsteinbruchs am Spiegelberg (Schöne Aussicht; R 94 320, H 67 970)
- Wegrandböschung südlich des Wirtshauses „Schöne Aussicht“ in der Lemgoer Mark (R 94 990, H 67 480)

- aufgelassener Mergelsteinbruch im Maiboltetal, am westlichen Piepenkopf (R 97 760, H 67 680)
- aufgelassener Mergelsteinbruch am Bieberg in Lemgo (R 94 880, H 65 600)
- Böschungsanschnitt im Bega-Ufer nördlich von Brake (R 94 960, H 65 125)
- aufgelassener Mergelsteinbruch südöstlich von Hörstmar (R 90 220, H 63 550)
- Böschungsanschnitt im Laubker-Bach-Tal bei Schäfersiek (R 92 325, H 62 760)

3.3.3.3 Oberer Keuper (ko)

Rhät OPPEL & SUSS 1856 – 1858
 Oberkeuper-Schichten VON GÜMBEL 1859
 rhaetische Formation VON GÜMBEL 1861
 Rhätkeuper STILLE 1900
 Oberer Keuper (Rätkeuper) MESTWERDT 1911
 Exter-Gruppe DUCHROW in KLASSEN 1984

Die Sedimentationsverhältnisse im Norddeutschen Becken zur Zeit des Oberen Keupers wurden durch wiederholte Meeresvorstöße aus dem Tethysbereich bestimmt (STINDER 1989: 94). In ein anfangs limnisch-fluviatiles Milieu erfolgten zunächst Sand-schüttungen aus Südosten vom Vindelizischen Festland her. Anschließend verstärkten sich die marinen Einflüsse durch die Meeresverbindungen im Südwesten über Lothringen und die Hessische Straße (WILL 1969: 172). Nachdem schließlich durch großräumige Schollenbewegungen der westeuropäische Raum unter Meeresspiegelniveau abgesunken war, drang das Meer nun auch aus nordwestlicher Richtung in den Raum des Lippischen Keuper-Gebiets vor (SCHICKOR 1969: 69). Es folgte die Zeit der größten triassischen Meeresausbreitung.

Zahlreiche Gliederungsversuche des Oberen Keupers (u. a. SCHOTT 1942, THIERMANN 1959, DUCHROW 1968, SCHICKOR 1969, WILL 1969) zeigen die Schwierigkeiten einer stratigraphischen Ordnung der klastischen Ablagerungen auf. Nur THIERMANN (1959) schied bei seiner Geländeaufnahme im Raum Herford kartierbare Schichtenglieder aus (Pyrit-sandstein – Hauptsandstein – Rhätschiefer – Glimmersandstein), die später von DEUTLOFF (1995: 50) auf drei Einheiten reduziert wurden, und die auch in Lippe teilweise vorhanden sind. Der Obere Keuper ist fossilarm; das Fehlen von Pollen macht auch eine palynostratigraphische Gliederung unmöglich (BINDIG 1988: 14). Aufgrund der Gesteinsausbildung im Blattgebiet läßt sich eine tiefere, vorwiegend sandig-quarzitische Fazies von einer höheren, weitgehend tonigen unterscheiden – in Anlehnung an KNAUFF (1978: 37): Hauptsandstein und Rhät-Tonstein. Ein Auskartieren der beiden Einheiten war im Blattgebiet nicht möglich.

Gesteine: Der Obere Keuper besteht an der Basis vorwiegend aus stark verkieselten, meist hellgrauen Sandsteinen; innerhalb der Gesamtabfolge herrschen jedoch dunkel- bis schwarzgraue Tonsteine mit nur dünnen Einschaltungen sandiger und quarzitischer Bänken vor.

Der Hauptsandstein bildet mit nur wenigen Metern Mächtigkeit (0 – ca. 12 m) den tiefsten Teil des Oberen Keupers. Am Bienberg beginnt er mit einem 0,25 m dicken quarzitischen Sandsteinhorizont, überlagert von ca. 1 m mächtigen, schluffigen, gelblichgrauen Tonsteinen; erst darüber setzt die Hauptmasse der quarzitischen Sandsteinbänke mit wenigen tonigen Zwischenlagen ein (MESTWERDT 1916: 31).

Die vorwiegend quarzitischen und fein-, selten mittelkörnigen Sandsteine sind hellgrau und grau, wenig weißlichgrau, im angewitterten Zustand auch gelblich- oder bräunlichgrau. Sie sind zum Teil unterschiedlich stark eisenumkrustet oder -gebändert und lassen oft eine haarfeine Schichtung erkennen. Auch sind sie häufig von zahlreichen Kaolinfünkchen durchsetzt oder führen mitunter kleine Schwefelkieseinsprenglinge. Die Sandsteine sind feinstplattig bis dünnbankig ausgebildet, können aber auch massig mit bis zu 1,5 m Mächtigkeit auftreten. Die Schichtflächen sind mitunter unruhig-wellig; an der Basis wurden zudem konglomeratische Horizonte beobachtet.

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

Fundort: Brunnenbohrung Poten 2/82, südlich Papenhausen (R 88 710, H 68 380),
Tiefe 125 m

makroskopisch: grauer Quarzit mit dunkelgrauen Tonlagen

Röntgenbeugungsanalyse: Quarz (Grobschluff- und Feinsandfraktion), Feldspat, Illit, Chlorit, Serizit, akzessorisch Zirkon, Turmalin

mikroskopisch: gut sortierte Quarzkörner, Tonanteil in schlierigen Lagen angereichert, einzelne Pyritkörnerchen

Befund: tongefaserner, feldspat- und schwach serizitführender Feinsandstein mit quarzitischer Bindung

Neben den Sandsteinbänken, die intensiv geklüftet sind, können auch quarzitische Schluffsteine oder reine Quarzite auftreten. Unregelmäßig schalten sich Lagen von grauen bis schwarzgrauen, teilweise blättrigen Tonsteinen ein, die mit den Sandsteinen dünn-schichtige Wechsellagerungen bilden können. Aus mehreren Bohrungen im Blattgebiet geht hervor, daß die gesamte Hauptsandstein-Folge auch ausfallen kann, oder der Sandstein nur untergeordnet zwischen mächtiger werdenden Tonsteinlagen eingeschaltet ist.

Der Rhät-Tonstein bildet mit 55 – 65 m Mächtigkeit den Hauptteil des Oberen Keupers. Er besteht aus grauen und schwarzgrauen bis grauschwarzen, besonders im tieferen Teil deutlich schluffgebänderten und in der Regel carbonatfreien, meist blättrigen, aber auch harten, splittrigen Tonsteinen, in die feinstplattige, bis 0,5 m mächtige, oft tonstreifig-flaserige, hellgraue bis graue, quarzitische Feinsand- und Schluffsteine in wechselnden Abständen eingeschaltet sind („Glimmersandstein“). Im Blattgebiet wurden bisher keine Vorkommen dieser jüngsten Schichten im Oberen Keuper nachgewiesen. Gelegentlich enthalten die Tonsteine auch einzelne bis zahlreiche Toneisensteingeoden, wie sie zum Beispiel in einer ehemaligen Tonsteingrube im Maiboltetal (R 97 850, H 67 200) gefunden und beschrieben wurden (KEMPER 1957: 245). Zum Hangenden hin wechsellagern sandarme, meist härtere Tonsteine mit grauen quarzitischen Feinsandsteinen, die teilweise glimmerführend sind.

Die sandigen Horizonte zeigen auf Kluffflächen und in kleinen Hohlräumen zuweilen rostbraune Beläge, die auf primären Pyrit hinweisen, der zu Eisenhydroxid verwittert ist. Schwefelkies findet sich zudem feinverteilt in Form von Pyritkugeln („Rogenpyrit“) im Gestein. Mitunter sieht man auch kleine weiße Gipskriställchen.

Fossilien: Die quarzitischen Schluff- und Sandsteine enthalten mitunter Pflanzenreste in Form von Stammstücken mit kohlgiger Substanz (vermutlich *Equisetites*) oder aber Pflanzenhäcksel (MESTWERDT 1916: 31). Eine Besonderheit im Bereich der Lemgoer Mark sind eigentümliche Wülste auf den Schichtunterseiten der Sandstein- oder Quarzitbänke. FRAAS (1910: 117) bezeichnete diese Vorkommen als „Rankensteine“ und hielt sie für

Spuren von Hornschwämmen; tatsächlich handelt es sich aber um Ausfüllungen ehemaliger Wurmrohren (KEMPER 1957: 243).

In dem heute verkippten Tonsteinbruch der Dörentruper Sand- und Thonwerke im Maiboltetal fand KEMPER (1957: 246) eine bedeutsame Muschelfauna: *Pteria (Avicula) contorta* (PORTLOCK), *Protocardia* cf. *philippiana* DUNKER, *Cardium cloacinum* QUENSTEDT und *Taeniodon* sp.; dazu auch den Schlangenstein *Acroua* emend. ANDREAE.

In zahlreichen Einzelproben aus Bohrungen konnten folgende, zum Teil typische Mikrofossilien des Rhät-Tonsteins gefunden werden (Bestimmungen W. KNAUFF u. K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.): die Foraminiferen *Annulina metensis* TERQUEM, *Reophax sterkii* HAEUSLER, *Agathammina pusilla* (GEINITZ & Mc CULLOCH), *Glomospira gordialis* RZEHAK, *Trochammina inflata* (MONTAGU) und *Eoguttulina* sp. Häufig sind auch pyritisierte Ostracoden und Ammodiscen sowie zerbrochene Steinkerne von Muschel-Kleinformen und außerdem kegelförmige Fischzähnchen zu finden.

Altersstellung: Die Vorkommen von kegelförmigen Fischzähnchen und *Annulina metensis* TERQUEM in einer in ihrer Zusammensetzung für den Raum Lippe durchaus typischen Mikrofauna – auch in Verbindung mit pyritisierten Ostracoden und Lamellibranchiaten – sprechen für Sedimentgesteine des Oberen Keupers. Hinzu kommt das klassische Leitfossil des Oberen Keupers, die Muschel *Pteria (Avicula) contorta* (PORTLOCK).

Verbreitung: Die Schichten des Oberen Keupers haben im Blattgebiet im Bereich der Lemgoer Mark die größte zusammenhängende Verbreitung. Eine Begehung dieses Raumes führt zu dem Eindruck, daß weitgehend nur Sandsteine und Quarzite des Hauptsandsteins den Keuper-Rücken bedecken. Eine Ausnahme bilden drei kleinere Abschnitte im Verlauf der Faltenachse der Steinkämper Mulde und ihrer Fortsetzung östlich der Westrandstörung des Meinberger Grabens, wo dunkelgraue Tonsteine zutage ausstreichen – bezeichnenderweise zusammenfallend mit Quellaustritten oder wasserführenden Bachtälchen – so östlich vom Punkt 244,4 (R 95 240, H 68 070), am Wasserbehälter zwischen dem Windelstein und dem Wirtshaus Waldfrieden (R 96 390, H 67 540) sowie östlich vom Punkt 265,9 (R 96 750, H 67 650). Ein flächenmäßig größerer Ausstrich von Rhät-Tonstein liegt im Bereich der ehemaligen Tonsteingrube der Dörentruper Sand- und Thonwerke (heute Deponiegelände) und des Kompostwerkes Lemgo, westlich des Maiboltetals.

Weitere Hauptsandstein-Flächen, wo der Härtling weitflächige Abtragungen verhindert und am Anstieg zu den Hochplateaus zum Teil recht steile Geländestufen bedingt – zum Beispiel den Nordabfall des Windelsteins –, finden sich am Großen Berg, am Reh- und Bienberg, bei Vogelhorst, Hagendonop, Maßbruch – Kluckhof, am westlichen Biesterberg und südöstlich von Hörstmar. Feinkristalline Quarzite krönen im Blattgebiet zudem zahlreiche Bergkuppen, wie etwa den Bieberg in Lemgo, die Amelungsburg bei Hillentrup, zwei Hochplateaus bei Bavenhausen und den Albernberg bei Talle. Angewitterte und aus dem Verband gelöste quarzitisches Sandsteine finden sich weit verstreut an den Keuper-Hängen sowie auch eingearbeitet in Lößfließerde und nicht zuletzt in der Füllung von Subrosionssenken.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Obere Keuper hebt sich mit seinen psammischen Sedimentgesteinen im unteren Abschnitt deutlich von den pelitischen Ablagerungen des zudem bunten Steinmergelkeupers ab. Die Grenzziehung zum hangenden

Unteren Lias wird im Gelände mit dem Einsetzen von Mergelton- und Tonmergelsteinlagen getroffen; eine exakte Abgrenzung ist in der Regel nur durch mikropaläozoologische Untersuchungen möglich.

Die Mächtigkeit des Oberen Keupers beträgt im Blattgebiet ca. 65 m.

Aufschlüsse: Restvorkommen des weitgehend abgebauten Hauptsandsteins findet man in folgenden aufgelassenen ehemaligen Sandsteinbrüchen:

- am südwestlichen Hünderser Berg (R 88 580, H 69 950)
- am westlichen Piepenkopf (R 98 040, H 67 680)
- westlich von Vogelhorst (R 97 020, H 65 270)
- am westlichen Biesterberg (R 92 500, H 63 480)

Rhät-Tonstein ist am nördlichen Böschungsrand des heutigen Kompostwerkes Lemgo (R 97 595, H 67 080) aufgeschlossen.

3.4 Jura

Zu Beginn des Juras hat sich die Meeresverbreitung gegenüber der im jüngeren Oberen Keuper nur geringfügig verändert. Der nordwestdeutsche Sedimentationsraum bildete das nordöstliche Teilbecken des westeuropäischen Lias-Meeres, das durch die Hessische Straße mit dem süddeutschen Teilbecken in Verbindung stand (WEITSCHAT in KLASSEN 1984: 364). Die Rheinische Masse blieb Festlandsblock, das Beckentiefste befand sich im nördlichen Niedersachsen, weit nördlich des Wiehen- und Wesergebirges (HOFFMANN 1949: 123). Entsprechend dazu nimmt die Mächtigkeit der Ablagerungen von Norden nach Süden ab.

Im Blattgebiet Lemgo waren die Jura-Schichten ursprünglich wohl vollständig abgelagert worden. Mehrere Bohrungen und Geländeanschnitte im Raum Leopoldstal (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg), ca. 16 km südlich von Lemgo, haben fast alle Jura-Stufen nachgewiesen: ca. 260 m Lias, 170 m Dogger und etwa 110 m lückenhafter Malm (FARRENSCHON 1990: 59). Später fielen jedoch die Jura-Ablagerungen in weiten Teilen der terrestrischen Verwitterung und Abtragung zum Opfer. Restvorkommen jurassischer Sedimentgesteine sind im Blattgebiet aufgrund tektonischer Vorgänge nur in der Lemgoer Mulde bis nahe Lemgo und östlich der Westrandstörung des Meinberger Grabens im Großraum Voßheide – Neuenkamp erhalten geblieben, heute weitgehend unter quartärer Bedeckung. Fast vollständig konnten dabei Ablagerungen des untersten Juras – Unterer und (?) Mittlerer Lias – nachgewiesen werden, während Oberer Lias sowie Mittlerer (Dogger) und Oberer Jura (Malm) gänzlich erodiert sind.

3.4.1 Lias (Jl)

Schwarzer Jura VON BUCH 1839

Die überwiegend tonigen Ablagerungen des epikontinentalen Schelfmeeres in der Lias-Zeit lassen auf ein ausgeglichenes Relief und ein feuchtes, mäßig warmes Klima schließen (HESEMANN 1975: 199). Fazielle Abweichungen, wie Einlagerungen von kalkigen und sandigen Sedimenten, spiegeln mittlräumige Differenzierungen des Beckenbodens wider.

Die liassischen Sedimentgesteine treten im Blattgebiet nur in schmalen Ausstrichen in den Uferböschungen von Ilse und Bega bei Wittighöfen sowie Vogelhorst und Dinglinghausen zutage. Alle anderen Vorkommen wurden entweder unter geringer Lößlehm- oder Terrassenkiesbedeckung nahe den genannten Standorten oder aber in Subrosions-senken unter teilweise mehr als 75 m mächtiger quartärer Auflage erbohrt.

Umfangreiches Bohrungsmaterial sowie die wenigen Geländeanschnitte ergaben ein nahezu vollständiges Profil des Unteren Lias. Die Lias-Fauna ist durch eine rasche Entwicklung von Arten und Formen gekennzeichnet, die eine sehr weitgehende Untergliederung der Sedimente in Ammonitenzonen und mitunter auch -subzonen erlaubt (s. Tab. 7). Das Auftreten von Mittlerem Lias im Bereich der Kläranlage von Neuenkamp ist ein wenig fraglich; die Fauna in den untersuchten Proben konnte nicht ganz zweifelsfrei in das Pliensbach gestellt werden.

Ein Indiz für liassische Ablagerungen im Untergrund ist, daß infolge ihrer weitgehenden Wasserundurchlässigkeit das Gelände feucht und bisweilen sumpfig ist, wie etwa ein Geländeanstrich von Lias-Tonsteinen an der Bega.

Tabelle 7
Gliederung und Mächtigkeiten des Unteren und Mittleren Lias
 (nach HOFFMANN & JORDAN in BÜCHNER et al. 1980)

	Alter* (Mio. Jahre)			QUENSTEDT (1856 – 1858)	Ammonitenzonen	Blattgebiet Lemgo	
Mittlerer Lias	189,6	Pliensbach	Domer	Oberes	Lias δ_2	<i>Pleuroceras spinatum</i> (BRUGUIÈRE)	Mittlerer Lias (jlm) ca. 100 m (vermutet)
				Unteres	Lias δ_1	<i>Amaltheus margaritatus</i> (DE MONTFORT)	
			Carix		Lias γ_3	<i>Prodactylioceras davoiei</i> (SOWERBY)	
					Lias γ_2	<i>Tragophylloceras ibex</i> (QUENSTEDT)	
					Lias γ_1	<i>Uptonia jamesoni</i> (SOWERBY)	
Unterer Lias	195,3	Sinemur	Oberes		Lias β_3	<i>Echioceras raricostatum</i> (ZIETEN)	<div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><div></div><</div>

* nach GRADSTEIN et al. (1994)

3.4.1.1 Unterer Lias (jlu)

Lias α – β QUENSTEDT 1856 – 1858

Da die Lias-Vorkommen im Blattgebiet bis auf wenige Geländeausstriche nur punktuell in Bohrungen nachgewiesen sind, läßt sich über die stratigraphische Verbreitung der einzelnen Zonenglieder kaum etwas sagen. Hinzu kommt, daß die Zusammensetzung der Fauna nicht immer eine genaue stratigraphische Zuordnung erlaubt. Um einen nicht mehr gerechtfertigten Aufwand an Bohrungen, Schürfen und Mikrofaunenbestimmungen zu vermeiden, wurden die Vorkommen an der Ilse als ungegliederter Unterer Lias zusammengefaßt. Stratigraphisch wird der Untere Lias in das Hettang und das Sinemur gegliedert.

Gesteine: Der Untere Lias umfaßt eine mächtige Folge dunkel- bis schwarzgrauer Ton- bis Tonmergelsteine, die oft schluffig und hart sein können, die gelegentlich aber auch zu einem kleinplattigen oder blättrigen Haufwerk zerfallen. Sie führen Lagen grauer bis bläulichgrauer, harter, auch sandiger Kalksteine, die mitunter Pyrit in feinverteilter Form aufweisen. Auch sind Einschaltungen von Kalkstein- und Toneisensteingeoden beobachtet worden; sie sind Zeugnis für hohe Eisencarbonat- und Eisensulfidgehalte im Ablagerungsraum.

An der Basis des Unteren Lias kann ein grauer Sandsteinhorizont auftreten, der besonders durch eine ausgeprägte Kleinrippelschichtung gekennzeichnet ist und zumeist eine Muschelfauna führt. Auch in der jüngsten Zone (Oberes Sinemur) schaltet sich eine bis wenige Dezimeter mächtige Sandsteinlage ein, die schwach eisenschüssig ist und eine im allgemeinen reiche Fauna enthält.

Verbreitung: Ungegliedert Unterer Lias tritt innerhalb der nach Nordwesten abtauchenden Lemgoer Mulde auf und konnte durch Bohrungen etwa in dem Dreieck Papenhausen – Lemgo-Gewerbegebiet – Büllinghausen nachgewiesen werden, wobei der südliche Muldenteil gleichzeitig innerhalb einer ausgedehnten Subrosionssenke liegt. Die Schichten umfassen dort den Bereich vom Unteren Hettang bis zum Unteren Sinemur.

Ebenfalls weitgehend in einer Subrosionssenke wurden am Westrand des Meinberger Grabens Oberes Hettang und Unteres Sinemur zwischen Maßbruch und der Bundesbahnstrecke Lage – Barntrop unter bis zu 45 m mächtigen quartären Lockergesteinen erbohrt. Die Vorkommen im Großraum Hasebeck – Neuenkamp – Hagendonop gehören dem Sinemur und vermutlich teilweise auch dem Pliensbach an und sind dort in dem Senkungsgebiet zwischen Donop (TK 25: 4019 Detmold) und Dörentrup (TK 25: 3920 Extertal) erhalten geblieben.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Wichtigstes und teilweise alleiniges Hilfsmittel zur stratigraphischen Gliederung des Lias, wie auch zur Abgrenzung gegen den liegenden Rhät-Tonstein, sind paläontologische, vorwiegend mikrofaunistische Bestimmungen. Eine lithologische Abgrenzung ist bei Aussetzen von Sandsteineinschaltungen im Oberen Keuper oder bei fehlenden kalkigen Einlagerungen im Unteren Lias nicht möglich.

Die Mächtigkeit des Unteren Lias beträgt im Blattgebiet ca. 130 m.

3.4.1.1.1 Hettang

Das Hettang umfaßt die Abschnitte Lias α_1 (Unteres Hettang) und Lias α_2 (Oberes Hettang) der herkömmlichen QUENSTEDT'schen Gliederung (s. Tab. 7). Von den dort aufgeführten vier Ammonitenzonen sind im Blattgebiet die oberen drei in Anschnitten oder Bohrungen gefunden worden. Es fehlt lediglich der Nachweis der „Prä-*planorbis*-Schichten“, eines karbonatischen Sandsteinhorizonts, der das Hangende des Oberen Keupers bildet; er wird aufgrund seiner Muschelfauna in den Lias gestellt. Die Basis des Hettangs ist im lippischen Raum insgesamt bisher nur selten gefunden worden. Lediglich auf dem südlichen Nachbarblatt 4019 Detmold konnten die „Prä-*planorbis*-Schichten“ in einer Bohrung bei Wörfeld, ca. 2,6 km südlich Voßheide-Kluckhof, eindeutig nachgewiesen werden (FARRENSCHON 1986: 67). Vermutlich sind sie daher auch im Blattgebiet vertreten.

Das Hettang besteht überwiegend aus schwarzgrauen, häufig blättrigen Tonsteinen, in die mitunter graue sandige Kalksteine eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit beträgt etwa 40 – 45 m.

3.4.1.1.1.1 Unteres Hettang (jihu)

Lias α_1 QUENSTEDT 1856 – 1858

Schichten mit *Psiloceras planorbe* SOW. (Pylonotenschichten) STILLE 1900

Gesteine: Über vermutlich grauen, sandigen Basisschichten lagern graue und dunkel- bis schwarzgraue, nahe der Oberfläche zumeist blättrige, darunter dann auch harte, splittrige und mitunter schluffig-sandige, zuweilen glimmerstäubige Ton-, Mergelton- und Tonmergelsteine. Diese sind gelegentlich schwach bituminös und können auch Pyrit in Feinstkugelform führen. Die Aggregate entstanden unter Mitwirkung von Mikroorganismen, die sekundär pyritisiert sind. Nach WILL (1969: 146) treten sie im mittleren Teil des Oberen Keupers, aber auch im Unteren Lias auf. In die Tonsteine schalten sich geringmächtige (< 15 cm), graue bis dunkelgraue, dichte oder mitunter sandige Kalk- und Mergelkalksteine ein, wie sie etwa MESTWERDT (1916: 34) bei Vogelhorst (R 97 560, H 65 260) beschrieben hat; sie führen dort auch kleinste Pyritfunken.

Fossilien: An Megafossilien, die sich vorwiegend in den Kalksteinen fanden, wurden von BRAUNS (1871: 65) sowie WAGENER & WEERTH (1890: 24) in dem Aufschluß bei Vogelhorst folgende Arten nachgewiesen:

der Ammonit *Psiloceras (Caloceras) torus* (D'ORBIGNY), die Lamellibranchiaten *Inoceramus pinnaeformis* (DUNKER), *Lima (Plagiostoma) gigantea* (SOWERBY), *Pholadomya prima* QUENSTEDT, der Gastropode *Pecten subulatus* VON MÜNSTER und der Crinoide *Pentacrinus (Isocrinus) psilonoti* (QUENSTEDT)

W. KNAUFF und K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bestimmten aus Bohrproben folgende Mikrofauna:

Foraminiferen: *Fronicularia tenera tenera* (BORNEMANN), *Cornuspira orbicula* (TERQUEM & BERTHELIN), *Marginulina prima* D'ORBIGNY, *M. radiata* TERQUEM, *M. simplex* TERQUEM, *Vaginulina constricta* (TERQUEM & BERTHELIN), *Lenticulina (Astaculus) varians* (BORNEMANN), *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY), *Annulina metensis* (TERQUEM), *Trochammina inflata* (MONTAGU)

Ostracoden: *Bairdia* cf. *hilda* JONES, *B. cf. carinata* DREXLER

Altersstellung: Die Zone des *Psiloceras planorbis* ist durch den Leitammoniten *Psiloceras (Caloceras) torus* (D'ORBIGNY) eindeutig nachgewiesen. Typisch für das Untere Hettang ist auch die deutliche Verarmung der Mikrofauna an echten Lias-Formen, vor allem auch an Ostracoden. Die Arten *Annulina metensis* (TERQUEM), *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY) und *Trochammina inflata* (MONTAGU) sind in diesem Gebiet eigentlich noch typische Formen des Rhät-Tonsteins. Ihr Vorkommen in Verbindung mit liassischen Formen deutet damit auf tiefsten Unteren Lias hin.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Unteren Hettangs beträgt nach den Bohrergebnissen im Blattgebiet zwischen 15 und 20 m.

Aufschlüsse: Angeschnitten war das Untere Hettang zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme nirgendwo; es ließe sich allerdings in den Bachböschungen der Ilse (R 89 730, H 66 800) und des kleinen Nebenlaufs der Bega bei Vogelhorst leicht erschürfen.

3.4.1.1.2 Oberes Hettang (jilho)

Lias α_2 QUENSTEDT 1856 – 1858

Schichten der *Schlotheimia angulata* SCHLOTH. (Angulatenschichten) STILLE 1900

Angulatenschichten (Schichten mit *Schlotheimia angulata* v. SCHLOTH.) STILLE & MESTWERDT 1911

Gesteine: Das Obere Hettang besteht aus dunkel- bis schwarzgrauen, plattigen, oberflächennah meist blättrigen Ton-, Mergelton- und Tonmergelsteinen, die abschnittsweise schluffig oder feinsandig sind und eine geringe Pyritführung zeigen. Sie enthalten zudem Einlagerungen grauer, mitunter feinsandiger Kalk- und Mergelkalksteine, und es können Horizonte mit Toneisenstein- oder Kalksteingeaden auftreten.

Fossilien: MESTWERDT (1916: 35) fand nördlich von Dinglinghausen in einem kleinen Schurf den Leitammoniten *Schlotheimia angulata* (VON SCHLOTHEIM). W. KNAUFF und K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bestimmten aus Bohrproben die folgende Mikrofauna:

Foraminiferen: *Lenticulina (Lenticulina) inaequistriata* (TERQUEM), *Verneuilina mauritii* TERQUEM, *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES), *Marginulina radiata* TERQUEM sowie lagenide Formen, die stratigraphisch bedeutungslos sind

Ostracoden: *Ogmoconcha hagenowi* DREXLER, *Ogmoconchella aspinata* (DREXLER), *Paracypris* cf. *semidisca* DREXLER, Ostracod 108 (KLINGLER), *Bythocypris* sp.

Altersstellung: Neben dem Auftreten des Zonenleitfossils *Schlotheimia angulata* (VON SCHLOTHEIM) bestätigt auch die Zusammensetzung der Mikrofossilien diese Stufe. Eine reiche Fauna überwiegend glattschaliger Ostracoden – insbesondere ist *Ogmoconchella aspinata* (DREXLER) recht häufig – und das gleichzeitige Fehlen einiger Leitformen des Sinemurs sprechen eindeutig für Oberes Hettang.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Oberen Hettangs beträgt vermutlich 25 m.

3.4.1.1.2 Sinemur

Der sechs Ammonitenzonen umfassende obere Teil des Unteren Lias wird in Unterem Sinemur (Lias $\alpha_3 - \beta_{1a}$) und Oberem Sinemur (Lias $\beta_{1b} - 3$) gegliedert. Nach HOFFMANN (1962: 120) fehlt in ganz Nordwestdeutschland der höhere Teil des Oberen Sinemurs – etwa die obere *oxynotum*- und die *raricostatum*-Zone.

Bei den Ablagerungen des Sinemurs handelt es sich um dunkelgraue Ton- bis Tonmergelsteine mit Einschaltungen harter, bankiger Mergelkalk- und Kalksteine; im höheren Teil tritt auch ein Sandsteinhorizont auf. Die Mächtigkeit des Sinemurs beträgt etwa 85 m.

3.4.1.1.2.1 Unteres Sinemur (Jlsu)

Lias α_3 QUENSTEDT 1856 – 1858

Arietenschichten STILLE 1911

Arietenschichten (Schichten mit *Arietites Bucklandi* Sow.) STILLE & MESTWERDT 1911

Gesteine: Die Schichtenfolge des Unteren Sinemurs besteht im tiefsten Teil (*bucklandi*-Zone) aus bis zu 50 cm mächtigen, bläulich- bis dunkelgrauen, teilweise stark feinsandigen Kalkstein- und Mergelkalksteinbänken, die aus feinem Schalendetritus, zum Teil auch aus der mitunter gesteinsbildenden Leitform *Gryphaea* (*Liogryphaea*) *arcuata* (LAMARCK) („Gryphitenkalkstein“) aufgebaut sind. Die Carbonatgesteine wechsellagern mit plattigen, oberflächennah meist blättrigen, zum Teil feinsandigen und glimmerführenden, dunkel- bis schwarzgrauen, bräunlich verwitternden Ton-, Mergelton- und Tonmergelsteinen. Im oberen Teil treten die Kalksteinbänke stark zurück; es schalten sich lediglich einzelne Kalkstein- und Toneisensteingeodenlagen ein.

Fossilien: Am östlichen Hang des kleinen Wasserrisses gegenüber Dinglinghausen fanden MESTWERDT (1916: 35) sowie WAGENER & WEERTH (1890) folgende Makrofauna:

Gryphaea (*Liogryphaea*) *arcuata* (LAMARCK), *Monotis* (*Avicula*) *inaequivalvis* SOWERBY, *Lima* (*Plagiostoma*) *gigantea* (SOWERBY)

W. KNAUFF und K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) konnten in verschiedenen Bohrungen zahlreiche Mikrofossilien bestimmen:

Foraminiferen: *Cornuspira orbicula* (TERQUEM & BERTHELIN), *Dentalina communis* D'ORBIGNY, *Eoguttulina liassica* (STRICKLAND), *Frondicularia tenera tenera* (BORNEMANN), *F. nitida* TERQUEM, *F. sulcata* (BORNEMANN), *Gaudryina gradata* BERTHELIN, *Involutina liassica* (JONES), *Jaculella liassica* BRAND, *Lenticulina* (*Lenticulina*) *inaequistriata* (TERQUEM), *L. (Astacolus) matutina* (D'ORBIGNY), *L. (Astacolus) varians* (BORNEMANN), *Lingulina lanceolata* (HAEUSLER), *Li. tenera pupa* (TERQUEM), *Li. tenera tenera* BORNEMANN, *Marginulina radiata* TERQUEM, *M. prima* D'ORBIGNY, *Nodosaria variabilis* TERQUEM & BERTHELIN, *N. mutabilis* TERQUEM, *N. nitidana* (BRAND), *N. tuberosa* SCHWAGER, *Pseudoglandulina tenuis* (BORNEMANN), *P. pupoides* (BORNEMANN), *Textularia racemata* TERQUEM & BERTHELIN, *Trochammina nana* (BRADY), *Reophax sterkii* HAEUSLER, *Verneuilina mauritii* TERQUEM

Ostracoden: *Bythocypris* cf. *elongata* (TATE & BLAKE), *B. fabaeformis* DREXLER, *Bairdia hilda* JONES, *Healdia aspinata* DREXLER, *Ogmoconcha hagenowi* DREXLER, *Ogmoconchella aspinata* (DREXLER), Ostracod 108 (KLINGLER)

Altersstellung: Die umfangreiche Fossilliste bestätigt die Untersuchungsergebnisse von KNAUFF (1978: 46), daß das Bild der Mikrofauna im Unteren Sinemur im Vergleich zum Hettang generell vielfältiger wird. Insbesondere ist die Artenzunahme lagenider Foraminiferen auffallend. Neben typischen Formen wie *Involutina liassica* (JONES) und *Lenticulina* (*Lenticulina*) *inaequistriata* (TERQUEM) tritt auch die leitende Foraminifere *Trochammina nana* (BRADY) und der ebenfalls leitende glattschalige Ostracode *Bythocypris* cf. *elongata* (TATE & BLAKE) auf.

Mächtigkeit: Das Untere Sinemur konnte in Bohrungen nicht vollständig durchteuft werden. Seine Mächtigkeit wird nach Beobachtungen in Nachbargebieten auf ca. 50 m geschätzt.

3.4.1.1.2.2 Oberes Sinemur (Jlso)

Lias β QUENSTEDT 1856 – 1858

Zone des *Ammonites planicosta* SCHLOENBACH 1863

Schichten mit *Aegoceras planicosta* SOW. STILLE 1900

Zone des *Ophioceras raricostatum* BRANDES 1912

Schichten des Lias β } MESTWERDT 1916

Planicostaschichten }

Untere Aegoceren- und Deroceren-Schichten KUMM 1941

Ober-beta HOFFMANN 1949

Die Schichten des Lias $\beta_1 - \beta_3$, ohne die *turneri*-Zone des Unteren Sinemurs, werden in der Literatur häufig als Lotharing bezeichnet (HOFFMANN 1949). Im Blattgebiet ist vom Oberen Sinemur lediglich der tiefere Teil des Lias β – etwa bis zur unteren *oxynotum*-Zone (= *gagateum*-Subzone) – nachgewiesen.

Gesteine: Die Ablagerungen des Oberen Sinemurs sind – verglichen mit den anderen Stufen des Unteren Lias – die tonreichsten. Dieser Eindruck ergab sich anhand einiger Bohrproben aus dem Blattgebiet. Danach gehören diesem Zeitabschnitt dunkel- bis schwarzgraue, plattige, oberflächennah meist blättrige und im allgemeinen wenig fossilführende Tonsteine an; untergeordnet treten auch Mergelton- und Tonmergelsteine auf. Die pelitischen Ablagerungen sind schwach pyrithaltig und können mitunter Kalkstein- und Toneisensteingeoden führen. In der ehemaligen Abbaugrube östlich von Dinglinghausen beschreibt MESTWERDT (1916: 35) die Einlagerung eines wenige Dezimeter mächtigen, bräunlichgrauen, schwach eisenschüssigen, feinkörnigen und in der Regel fossilreichen Sandsteins, der wohl das Äquivalent zum *planicosta*-Sandstein Südniedersachsens ist.

Fossilien: MESTWERDT (briefl. Mitt. 1935) erwähnt aus der ehemaligen Tonsteingrube östlich von Dinglinghausen (R 98 450, H 65 230) die beiden Ammonitenfunde *Xiphoceras* (*Deroceras*) *ziphus* (ZIETEN) und *Promicroceras* (*Aegoceras*) *planicosta* (SOWERBY). Aus Bohrproben bestimmte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) die folgende Mikrofauna:

Foraminiferen: *Lenticulina* (*Astacolus*) *exarata* (TERQUEM), *L. (A.) prima* D'ORBIGNY, *L. (A.) quadricostata* (TERQUEM), *L. (A.) varians* (BORNEMANN), *Dentalina matutina* D'ORBIGNY, *D. häusleri* SCHICK, *Ammodiscus incertus* (großwüchsig) D'ORBIGNY, *Fronicularia tenera octocosta* (BRAND), *F. nitida* TERQUEM, *F. tenera tenera* (BORNEMANN), *Haplophragmoides* sp., *Nodosaria metensis* TERQUEM, *Marginulina oolithica* (TERQUEM), *Vaginulina listi* (BORNEMANN)

Ostracoden: *Procytheridea betzi* KLINGLER & NEUWEILER, *P. reticulata* KLINGLER & NEUWEILER, *P. multicosata* KLINGLER & NEUWEILER, *P. multiforata* KLINGLER & NEUWEILER

Altersstellung: Durch den Leitammoniten *Promicroceras* (*Aegoceras*) *planicosta* (SOWERBY) ist die *obtusum*-Zone im Blattgebiet nachgewiesen.

In der Mikrofauna zeigen die Vorkommen der lageniden Foraminiferen *Vaginulina listi* (BORNEMANN) und *Fronicularia tenera octocosta* (BRAND) sowie das (erste) Auftreten von skulptierten Ostracoden der Gattung *Procytheridea* ebenfalls Oberes Sinemur an. Typisch dafür sind auch großwüchsige Ammodiscen im Sinne von WICHER.

Mächtigkeit: Nach Vergleichen mit Nachbargebieten wird die Mächtigkeit des Oberen Sinemurs im Blattgebiet auf ca. 35 m geschätzt.

3.4.1.2 Mittlerer Lias (Pliensbach) (Jlm)

Lias $\gamma - \delta$ QUENSTEDT 1856 – 1858

Pliensbachium OPPEL 1856 – 1858

Im Bereich der Kläranlage Neuenkamp enthielt das Probenmaterial aus einer Schürfgrube (R 98 610, H 65 880) und einer kartierbegleitenden Bohrung (R 98 950, H 66 065) beiderseits der Bega eine Mikrofauna, die sehr wahrscheinlich dem Mittleren Lias zuzuschreiben ist. Während am westlichen Bega-Ufer die Lias-Schichten unter einer nur geringen Lößlehm- oder Auenlehmdecke verborgen sind, durchteufte die Bohrung am linken Ufer der Bega erst nach 32 m tertiären Tonen und Sanden liassische Schichten; dieser Teil liegt bereits innerhalb der Subrosionssenke von Donop-Dörentrup. Auch MESTWERDT (1916: 36) vermutete unter dem Tertiär im Raum Friedrichsfeld Schichten des Mittleren Lias.

Ablagerungen des Mittleren Lias werden in fünf Ammonitenzonen untergliedert, wobei das Untere Pliensbach (= Carix) die Abschnitte Lias $\gamma_1 - \gamma_3$ und das Obere Pliensbach (= Domer) die Abschnitte Lias $\delta_1 - \delta_2$ der herkömmlichen (QUENSTEDTSchen) Gliederung umfaßt (s. Tab. 7). Aufgrund der nur unsicher datierbaren Mikrofauna aus dem Probenmaterial war im Blattgebiet keine Untergliederung des Mittleren Lias möglich.

Gesteine: Die Gesteinsausbildung ist ähnlich der des Unteren Lias. Es treten graue und dunkel- bis schwarzgraue, verwittert gelblichbraune Tonsteine, im tieferen Teil auch Mergelton- und Tonmergelsteine auf. Sie sind fein geklüftet und plattig, oberflächennah auch blättrig und führen feinverteilten Pyrit. Einzelne Kalk- und Mergelkalksteinbänke können sich einschalten, ebenso Kalkstein- und Toneisensteingeoden.

Fossilien: Die Mikrofauna zweier Tonsteinproben enthielt folgende Foraminiferenzusammensetzung, der allerdings leitende Formen fehlen (Bestimmung W. KNAUFF u. K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Dentalina communis D'ORBIGNY, *D. matutina* D'ORBIGNY, *D. vetusta* D'ORBIGNY, *Frondicularia sulcata* BORNEMANN, *Lenticulina (Astacolus) varians* (BORNEMANN), *L. (A.) radiata* (TERQUEM), *L. (A.) adunca* (FRANKE), *Lingulina tenera tenera* BORNEMANN, *Marginulina prima* D'ORBIGNY, *Nodosaria columnaris* FRANKE

Verbreitung und Mächtigkeit: Das Verbreitungsgebiet des Mittleren Lias wird im Raum Friedrichsfeld – Waldgebiet Döhren vermutet. Die Mächtigkeit läßt sich nur schwer abschätzen. Nach Erkenntnissen aus den Nachbargebieten werden maximal etwa 100 m Mächtigkeit der Schichten in der Kernzone der Donop-Dörentruper Mulde angenommen.

Känozoikum

Neben tertiären – marin und limnisch-fluviatil abgelagerten – Carbonatgesteinen, Tonen, Sanden und Braunkohlenflözen, die in den Subrosionssenken von Kirchheide-Welstorf und Donop-Dörentrup erhalten geblieben sind, haben in erster Linie quartäre Lockersedimente eine große Verbreitung im Blattgebiet. Während in der Bega- und Ilse-talebene vorwiegend Eis-, Schmelzwasser-, Wind- und Flußablagerungen sedimentierten, sind es an den Hängen des umgebenden Hügel- und Berglandes besonders periglaziale Bildungen, die das Rumpfbirge mit einer unterschiedlich mächtigen, in der Regel

nicht mehr als 0,8 m erreichenden Schicht aus Fließerde oder Hochlehm bedecken, auf deren Darstellung dann im Kartenbild weitgehend verzichtet wurde, um den Aufbau des Festgesteinskörpers besser erkennbar zu machen.

3.5 Tertiär (t)

Während des Tertiärs war das Blattgebiet bei wesentlich wärmerem und feuchterem Klima als heute weitgehend Festland. Es fand eine intensive chemische Verwitterung statt mit nachfolgender mechanischer Abtragung kretazischer Ablagerungen sowie großer Teile der Jura- und Trias-Gesteine. Lediglich im Oligozän und ab dem Mittleren Miozän überflutete das Nordmeer auch Bereiche des ostwestfälischen Raumes, wie marine Relikte zwischen Bünde (TK 25: 3817 Bünde) und Nieheim-Holzhausen (TK 25: 4220 Bad Driburg) zeigen (s. Abb. 4). Mit Beginn des Miozäns kam es im Blattgebiet zu limnisch-fluviatilen Ablagerungen von Quarzsanden, Tonen und Braunkohlenflözen. Im Mittleren Miozän folgten dann fossilreiche, marine Tone, Schluffe und Kalkarenite, wie in einem Erdfall bei Nieheim (TK 25: 4120 Steinheim) nachgewiesen (KAEVER 1976: 533).

Im Blattgebiet liegt im Raum Dörentrup – Neuenkamp das ausgedehnteste Tertiär-Vorkommen Ostwestfalens innerhalb einer Subrosionssenke. Es wurden Ablagerungen des Oligozäns und des Miozäns sowie – aufgrund des Florenbildes – auch Sedimente der Wende Miozän/Pliozän nachgewiesen. Bei Kirchheide ist in einer kleineren Sedimentfalle (Subrosionssenke) marines Oligozän erbohrt worden.

Die Schichtenfolge des Tertiärs (Tab. 8) liegt im Raum Kirchheide diskordant auf Keuper-Sedimentgesteinen und im Raum Neuenkamp auf liasischen Tonsteinen. Es sei angemerkt, daß nach moderner mikropaläontologischer Gliederung (planktonische Foraminiferen, Nannoplankton) die als Unteroligozän datierten Gesteine wahrscheinlich in das Obereozän gehören (SPRINGHORN 1984: 259).

Tabelle 8
Gliederung des Tertiärs

Chronostratigraphie		Foraminiferenzonen (INDANS 1965)	
2,4*			
Pliozän			
5,4			
Miozän			
23,7			
Oligozän	Ober- Chatt	G	
		F	
	Mittel- Rupel	E	
		D	
		C	
		B	
A			
Unter- Lattorf			
36,6			
Eozän bis Paleozän		Schichtlücke	

* Alter (Mio. Jahre) nach BERGGREN et al. (1985)

3.5.1 Oligozän

Im Blattgebiet sind in den beiden Subrosionssenken mit tertiärer Füllung aufgrund des unterschiedlichen Grades der Zechstein-Salzauslaugung im tiefen Untergrund und des damit verbundenen unterschiedlich tiefen Einsenkungstrichters auch verschieden mächtige Sedimente des Oligozän-Meeres erhalten geblieben. In der kleinen Sedimentfalle zwischen Kirchheide und Westorf sind nur Schichten des Lattorf eingebettet, wohingegen

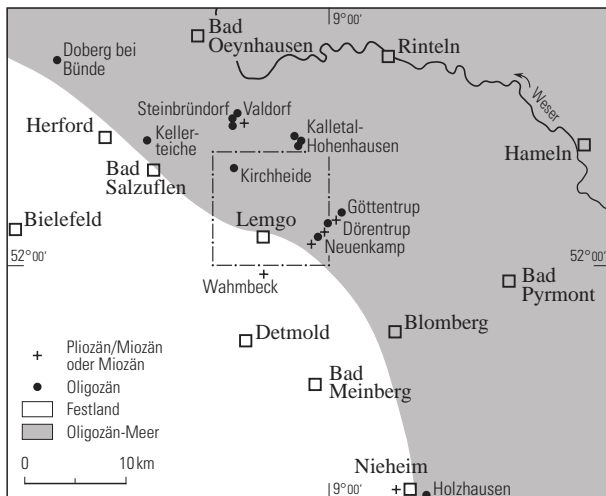


Abb. 4 Vorkommen tertiärer Ablagerungen in Aufschlüssen und Bohrungen in Ostwestfalen mit Küstenverlauf während des Oligozäns (nach SPRINGHORN 1984: 257, ergänzt durch HAAS 1991 b: 115)

lagen oder Schillkalksteine auf. Aufgrund umfangreicher Bohrtätigkeit, insbesondere in Verbindung mit der Spezialuntersuchung des Tertiär-Vorkommens von Dörentrup durch HAAS (1991 a: Anl.-Bd.), und mit Hilfe der Mikrofauna, die eine Untergliederung möglich machte, läßt sich das Oligozän differenzierter beschreiben.

Fossilien: Pollenanalytisch ist das Florenbild des Oligozäns gekennzeichnet durch das Auftreten von folgenden Formen (Untersuchungen H.-W. REHAGEN u. H. VON SCHILLING, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), die aus Bohrproben bestimmt werden konnten:

Monocolpopollenites tranquillus (R. POTONIÉ), *Quercoidites genuinus* (R. POTONIÉ), *Tricolporopollenites fusus* (R. POTONIÉ), *Symplocoipollenites vestibuloformis* (PFLUG), *Triatriopollenites quietus* (R. POTONIÉ), *Plicapollis pseudoexcelsus* (KRUTZSCH), *P. plicatus* (R. POTONIÉ), cf. *Proteacidites* sp., *Subtriporopollenites anulatus* (THOMSON & PFLUG) = *anulatus*-Gruppe (KRUTZSCH)

Die Mächtigkeit wird im Zentrum der Subrosionssenke von Donop-Dörentrup – westlich von Spork – auf 90 bis 100 m geschätzt.

3.5.1.1 Unter- und Mitteloligozän (olu, olm)

Gesteine: Das Unteroligozän (Lattorf) ist im Blattgebiet in fünf Bohrungen nachgewiesen. Die Ablagerungen bestehen aus gelblichgrauem bis gelbbraunem oder grau-grünem bis olivgrünem, glaukonithaltigem, schluffigem, teilweise Muschel- und Schneckenschill führenden Sand, vorwiegend Feinsand, der zudem lagenweise durch Calcit schwach verfestigt ist, und einem feinsandig-tonigen Schluff. Im höchsten Abschnitt wurde eine Gerölllage aus eckigen bis kantengerundeten, grauen Quarziten durchteuft,

der langgestreckte Senkungsbereich bei Dörentrup – Neuenkamp alle Stufen des Oligozäns bewahren konnte (Abb. 4). Der Abschnitt, der am östlichen Bega-Ufer bei Friedrichsfeld zutage ausstreicht, gehört dem Oberoligozän an.

Gesteine: Die Zusammensetzung der weit überwiegenden Lockergesteine des Oligozäns ist sehr vielfältig. Neben schluffigen Sanden, zum Teil aus organogenem Kalkdetritus, schluffigen Tonen und Tonmergeln sowie sandig-tonigen Schluffen mit unterschiedlicher Glaukonitführung treten in verschiedenen Horizonten auch Geröl-

die wahrscheinlich aus dem Oberen Keuper stammen. Die Matrix besteht dort aus schluffigem, glaukonithaltigem, dunkel- bis olivgrünem Ton, der sehr fossilreich ist. Lagenweise schalten sich mitunter braune bis dunkelbraune humose Horizonte ein. Die größte im Blattgebiet durchteufte Mächtigkeit betrug im Raum Neuenkamp 16 m, ohne daß dabei die gesamte Abfolge erfaßt wurde. Auf dem nördlichen Anschlußblatt 3819 Vlotho ist das Unteroligozän in einer Bohrung (R 90 260, H 76 990) nördlich von Steinbründorf bis mindestens 88 m Mächtigkeit nachgewiesen (Untersuchung O. DEUTLOFF u. K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die Ablagerungen des Mitteloligozäns (Rupel) bestehen aus schwach schluffigem und feinsandigem, teilweise glaukonitischem, grauem, graubraunem oder graugrünem Mergelton und Ton („Rupelton“) mit feinsandig-tonigem, glaukonithaltigem, olivgrauem und graugrünem Schluff. Der tiefere Teil scheint sandiger ausgebildet zu sein. Die größte durchteufte Mächtigkeit im Blattgebiet betrug etwa 30 m, wobei dort aber nicht die gesamte Abfolge erfaßt wurde. Vom nördlichen Anschlußblatt 3819 Vlotho sind bis zu 95 m Mitteloligozän bekannt (DEUTLOFF in Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung 1995: 90).

Fossilien: Aus zahlreichen Bohrproben wurden von W. KNAUFF und K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) folgende wichtige, zum Teil leitende Foraminiferen bestimmt:

Unteroligozän: *Nummulites germanicus* (BORNEMANN), *Asterigerina brandhorstiana* GRAMANN, *A. rotula haeringensis* LÜHR, *Cancris turgidus* CUSHMAN & TODD, *Cibicides tenellus* (REUSS), *Rotalia trochus* ROEMER, *Alabamia woltersdorffi* FRANKE, *Quinqueloculina juleana* D'ORBIGNY, *Q. oblonga* REUSS

Mitteloligozän: *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY), *Bolivina beyrichi* REUSS, *B. logrichi* REUSS, *Gyroidina girardana* (REUSS), *G. bulimoides* (REUSS), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Cibicides dutemplei* (D'ORBIGNY), *Spheroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Nonion affine* (REUSS), *Valvulineria petrolei* (ANDREAE), *Alabamia perlata* (ANDREAE), *Ceratobulimina contraria* (REUSS), *Dentalina obliquestriata* REUSS, *D. consobrina* (D'ORBIGNY), *D. spinescens* REUSS

Altersstellung: Für das Unteroligozän spricht ein häufiges Vorkommen von *Nummulites germanicus* (BORNEMANN) in der Vergesellschaftung mit den anderen oben aufgeführten Formen. Als Leitformen für das tiefere Mitteloligozän können *Cibicides dutemplei* (D'ORBIGNY), *Valvulineria petrolei* (ANDREAE), *Alabamia perlata* (ANDREAE), *Ceratobulimina contraria* (REUSS) und *Bolivina logrichi* REUSS angesehen werden. Für das Obere Mitteloligozän spricht die Zunahme an Dentalinen. Nach INDANS (1958, 1965) kann das Rupel auf der Basis von Foraminiferenvergesellschaftung in vier Zonen (A – D) gegliedert werden (vgl. Tab. 8).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die genaue stratigraphische Abgrenzung von Unter- und Mitteloligozän erfolgt nach paläontologischen Kriterien; diese erlauben teilweise eine Gliederung in einzelne Zonen. In etwas gröberer Annäherung ist eine Abgrenzung auch nach petrographischen Gesichtspunkten möglich, wobei Rupel-Ton auf einer vorwiegend sandigen Abfolge des Lattorf lagert. Das Liegende bilden dunkelgraue Ton- und Tonmergelsteine des Lias oder des Keupers.

Die Mächtigkeit des Unter- und Mitteloligozäns wird westlich von Spork auf 65 – 70 m geschätzt.

3.5.1.2 Oberoligozän (olo)

Gesteine: Das Oberoligozän (Chatt) konnte in Bohrungen und kleineren Aufschlüssen beobachtet werden. Die Lockergesteine bestehen aus grau-, oliv- und braungrünem, auch braunem oder graubraunem, glaukonitischem, tonig-schluffigem Feinsand, teilweise Mittelsand, oder sandig-tonigem Schluff mit schwankendem Kalkgehalt und unterschiedlich starker Fossilführung. Stellenweise war im Sediment Bioturbation zu erkennen (HAAS 1991 b: 65). Daneben treten gelblich- bis bräunlichgraue, oliv- und graugrüne, auch dunkelgraue, sandige Tone und Tonmergel auf sowie unterschiedlich verfestigte, schillreiche, graue bis hellgraue Mergelkalksteine, teilweise auch Kalkarenite und Lumachellenkalksteine.

Fossilien: Durch ihren Fossilreichtum haben die oberoligozänen Schichten in der Begatalebene westlich von Friedrichsfeld schon seit jeher die Aufmerksamkeit der Sammler auf sich gelenkt. SPEYER (1866: 6) führte eine erste Bestandsaufnahme der dort vorkommenden Makrofauna durch, die von SACHSE (schriftl. Mitt.), MESTWERDT (1910 b: 182, 1916: 38), WEERTH (1929: 85), DANATSAS (1985) und DALLMANN (1995: 57) ergänzt wurde. Dabei konnten insgesamt 56 Muschel-, acht Schnecken-, drei Fisch- und zwei Schwammarten sowie ein Seeigel bestimmt werden. Die Artnamen sind in der genannten Literatur nachzulesen. Aus zahlreichen Bohrproben sowie tertiärem Material aus dem Anstehenden wurde von W. KNAUFF und K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) folgende typische Foraminiferenfauna des Oberoligozäns bestimmt:

Asterigerina gürichi gürichi (FRANKE), *A. gürichi staeschei* (TEN DAM & REINHOLD), *Bolivina antiqua* (D'ORBIGNY), *Bulimina elongata* D'ORBIGNY, *Cancris auriculus* (FICHTEL & MOLL), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Dentalina münsteri* REUSS, *D. retrorsa* REUSS, *D. globifera* REUSS, *Ehrenbergina serrata* REUSS, *Elphidium subnodosum* (ROEMER), *Lenticulina (Robulus) osnabrugensis* (ROEMER), *Gyroidina bulimoides* (REUSS), *Loxostomum minutissimum* (SPANDEL), *Nonion affine* (REUSS), *N. boueanum* (D'ORBIGNY), *N. granosum* D'ORBIGNY, *N. roemeri* CUSHMAN, *Palmula oblonga* (ROEMER), *Rotalia canui* CUSHMANN, *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY)

Altersstellung: Die stratigraphische Einstufung erfolgt aufgrund der Faunenzusammensetzung. Die Basis des Oberoligozäns ist durch das Auftreten der Muschel *Pecten (Hilberia) bifidus* (VON MÜNSTER) definiert, die in dem ehemaligen Anstehenden westlich von Friedrichsfeld bestimmt werden konnte (MESTWERDT 1916: 38). Mikrofaunistisch sind die Basisschichten (Zone E) in sehr auffälliger Weise durch das massenhafte Auftreten der Foraminifere *Asterigerina gürichi gürichi* (FRANKE) charakterisiert. Nach INDANS (1958, 1965) läßt sich das Chatt auf der Basis von Foraminiferenvergesellschaftungen in drei Zonen (E – G) gliedern (vgl. Tab. 8). Die Zonen E und F sind zudem durch die Muscheln *Chlamys (Camptonectes) decussata* (VON MÜNSTER) und *Ch. (C.) hausmanni* (GOLDFUSS) festzulegen, die DANATSAS (1985) in Bohrproben aus dem Begatal bestimmen konnte.

Verbreitung: Die Vorkommen des Oberoligozäns beschränken sich auf den nördlichen Teil der Subrosionssenke von Donop-Dörentrop. Am östlichen Bega-Ufer streichen sie südlich von Neuenkamp bis südwestlich von Friedrichsfeld zutage aus.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Das Oberoligozän unterscheidet sich vom liegenden Rupel-Ton durch seine vorwiegend feinsandige Ausbildung mit eingeschalteten Kalksteinlagen. Die genaue stratigraphische Abgrenzung erfolgt nach paläontologischen Kriterien, die teilweise eine Gliederung in einzelne Zonen erlauben.

Als maximale Mächtigkeit wurden östlich von Neuenkamp 27 m Oberoligozän durchteuft.

Aufschlüsse: Von der klassischen Fossilfundstelle im Oberoligozän am östlichen Bega-Ufer bei Friedrichsfeld sind heute nur noch kleinere Böschungsanschnitte der Beobachtung unmittelbar zugänglich. Unterschiedlich verfestigte Kalkarenite und Lumachellenkalksteine fanden sich gegenüber der Kläranlage Neuenkamp an den Punkten R 98 845, H 65 845; R 98 890, H 65 910; R 98 920, H 65 990 und R 98 940, H 66 015.

3.5.2 Miozän (mi)

Mit Beginn des Miozäns zog sich das Meer aus dem Betrachtungsraum zurück. In der Folgezeit kam es zur Ablagerung von limnisch-fluviatilen Sanden in Wechsellagerung mit Tonen und eingeschalteten Braunkohlenflözen. Pollenanalytische Untersuchungen ergaben dabei kein typisch miozänes Pollenspektrum, sondern eher miozän-pliozäne Florenelemente. Eine Gliederung des Miozäns war nicht möglich.

Gesteine: Die Ablagerungen bestehen aus teilweise braunkohlenhaltigen schluffigen Sanden und Tonen mit unterschiedlich mächtigen Braunkohlenflözen. Die Basis der Sedimente bildet eine bis zu 50 cm mächtige Gerölllage mit teils eckigen, teils angerundeten bis gerundeten, regellos angeordneten Geröllen aus Tonstein, Milchquarz, Kieselstiefer, Lydit, Quarzit sowie Schluff- und Sandstein in einer bräunlichgrünen bis olivgrünen, tonig-schluffigen Feinsandmatrix aus Quarz, Feldspat, Glaukonit, Kaolinit und wenig Illit (Untersuchungen A. SCHERP u. H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Einen ersten Hinweis auf „Tertiärquarzite“ bei Friedrichsfeld im Hangenden des marinen Oberoligozäns hatte bereits STREMMER (1888: 330) gegeben.

Über der basalen Gerölllage folgen glimmerführende und eisenhaltige, schluffige, zuweilen grobsandige, in der Regel aber sehr reine Fein- und Mittelsande (DIENEMANN & BURR 1928: 320). Sie sind gelbbraun, hellbraun, weißlich- bis gelblichgrau und zum Teil rötlichbraun- bis rostbraun-schlierig. Während in feinsandigen Partien nur an wenigen Stellen millimeterdünne, zum Teil kohlige Tonlagen beobachtet wurden, treten in mittelsandigen Abschnitten häufiger linsenförmige Ton- und Braunkohleneinlagerungen auf. Im Sandkörper ist häufig Schrägschichtung zu erkennen; Messungen ergaben eine vorwiegend südsüdöstliche Schüttungsrichtung (MEYER & WILDER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., schriftl. Mitt.). Schwermineralanalysen von sechs Sandproben aus der ehemaligen Quarzsandgrube nordöstlich von Neuenkamp bestätigen, daß im Tertiär die stabilen Schwerminerale (Turmalin, Zirkon, Rutil, Anatas und Brookit) im Vergleich zu den übrigen stark vertreten sind (84,5 – 93,5 %; Untersuchungen U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Siebanalysen von Sandproben aus einem Baugrubenaufschluß (R 99 640, H 66 940) in Neuenkamp, aufgenommen von HAAS (1991 a: Anl.-Bd., B 58), ergaben die folgende Profilbeschreibung:

bis 1,8 m	Aufschüttung (sandiger Ton mit Steinen und Ziegelresten)
bis 2,2 m	Mittelsand, fein- und grobsandig, weißlichgrau; mit zentimeterdicken Braunkohlenlagen
bis 2,6 m	Weichbraunkohle, erdig, z. T. sandig

bis 3,5 m	Mittelsand (72,6 %) mit Feinsand (14,8 %) und Grobsand (11,8 %), wenig Schluff und Ton (0,8 %), weißlichgrau; mit Lagen von Braunkohlenzerreißel; Grobsandlagen schräggeschichtet
bis 3,8 m	Braunkohle, sandig, unten etwas holzig; mit sandigen Zwischenlagen
bis 3,95 m	Mittelsand (75,4 %) mit Feinsand (23,3 %), wenig Grobsand (0,6 %) sowie Schluff und Ton (0,7 %), weißlichgrau; mit Braunkohlenzerreißel
bis 5,4 m	Weichbraunkohle, z. T. sandig, wenig holzig, mit unregelmäßigen dünnen Sandlagen, weißlich- bis gelblichgrau
bis 5,9 m	Mittelsand (86,9 %) mit wenig Feinsand (7,1 %) und Grobsand (5,8 %) sowie Schluff und Ton (0,2 %), weißlichgrau; mit Braunkohlenzerreißel; bei 5,7 m Braunkohlenlage
bis 5,95 m	Weichbraunkohle, holzig
bis 6,1 m	Mittelsand, feinsandig, weißlichgrau; mit Braunkohlenzerreißel
bis 6,2 m	Braunkohle

Die zwischengelagerten, meist schluffigen und feinsandigen, braunen bis schwarzbraunen und dunkelgrauen Tone haben einen hohen Anteil an organischer Substanz. Sie sind faziell eng mit den Braunkohlenflözen verzahnt, wobei sämtliche Übergänge von Ton zu Braunkohle auftreten. MESTWERDT (1916: 41) ging ursprünglich davon aus, daß sich der Ton hauptsächlich südlich der Bega und die sandige Komponente eher nördlich davon abgelagert haben. Bohrungen konnten aber nachweisen, daß die sandige Fazies auch südlich des Begalaufes verbreitet ist – zum Beispiel 21 m mächtige Fein- und Mittelsande südöstlich von Neuenkamp (R 99 495, H 66 385). Als mächtigste reine Sandablagerung im Blattgebiet sind östlich Neuenkamp (R 99 290, H 66 875) 41 m durchteuft worden; die mächtigste ungestörte Tonabfolge wurde mit 31 m östlich von Dinglinghausen erbohrt (R 98 385, H 65 020; HAAS 1991 b: 76, 80).

Die eingeschalteten dunkel- bis schwarzbraunen allochthonen, das heißt aus zusammen geschwemmtem Pflanzenmaterial entstandenen Braunkohlenflöze stellen linsenförmige Körper dar, die in ihrer Mächtigkeit stark wechseln und seitlich rasch auskeilen können. Sie werden teils von erdigen, teils von sandigen, meist aber von stark xylitischen (holzigen) Lithotypen aufgebaut. Analysen von sechs Proben aus Bohrungen und Anstehendem innerhalb der ehemaligen Quarzsandgrube ergaben folgende Zusammensetzung (Bestimmung A. VIETH-REDEMANN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Wasser 6,3 – 15,0 %, Asche 14,4 – 55,3 %, Flüchtige Bestandteile 53,0 – 77,1 %, Kohlenstoff 63,01 – 69,72 %, Wasserstoff 3,71 – 5,67 %, Sauerstoff 24,64 – 28,96 %, Schwefel 0,43 – 1,07 %, Chlor 0,04 – 0,11 %

Danach ist die Braunkohle als ganz niedrig inkohlte Weichbraunkohle fast noch an der Grenze zum Torf einzustufen. Das mittlere Reflexionsvermögen beträgt 0,25 – 0,28 %, die Heizwerte schwanken zwischen rund 24 400 und 26 660 kJ/kg. In den zahlreichen Bohrungen wurden bis zu acht Flöze in einer Sand/Kohle-, zum Teil Ton/Kohle-Wechselagerung bis zu 21 m Gesamtmächtigkeit durchteuft. Die größte Braunkohlenmächtigkeit zeigte ein Profil am Südwestrand der ehemaligen Quarzsandgrube; sie betrug dort 15,5 m, wobei ein Kohlenflöz mit 8,5 m Mächtigkeit angegeben ist (HAAS 1991 b: 78). Es ist allerdings nichts über die Lagerung bekannt. Eine detaillierte Beschreibung eines 6,35 m mächtigen Braunkohlenprofils geben KLEIN-REESINK & MINNIGERODE (1983: 314). In einer weiteren Arbeit (1984) kommen sie zu dem Ergebnis, daß sich das Dörentruper Flöz aus einem Anmoor und Sequoia-Waldmoor im Einflußbereich eines mäandrierenden Flußsystems entwickelt hat. Bei entsprechenden Hochwasserständen wurden Driftholzlagen

aus *Taxodium*stämmen (Sumpfyzypresse) zusammengeschwemmt, die heute als xylitische Kohlen vorliegen.

Fossilien und Altersstellung: Während die Fein- und Mittelsande fossilleer sind, ergaben palynologische Untersuchungen in Braunkohlen- und Tonproben eine tertiäre Pollenvergesellschaftung mit einem nicht immer nur typisch miozänen Florenbild; auch pliozäne Leitformen traten auf. Nach MEYER (1981: 10) ist der Übergang von der miozänen zur pliozänen Florenzusammensetzung in Nordwesteuropa ziemlich gleitend verlaufen, und VON DER BRELIE (1981: 268) stellte bei Untersuchungen in der Niederrheinischen Bucht fest, daß in tonigen Sedimenten die miozänen Leitformen sogar ganz fehlen können, so daß der Eindruck einer pliozänen Mikroflora entstehen kann. Mit MENKE (1975: 49) wurde die floristische Miozän/Pliozän-Grenze als die obere Verbreitungsgrenze typisch miozäner Formen festgelegt.

Aus 18 Bohrungen und zwei Aufschlüssen wurden insgesamt 62 Proben pollenanalytisch bestimmt (Bestimmung H.-W. REHAGEN u. H. VON SCHILLING, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Danach konnten folgende miozäne Leitformen geborgen werden:

Engelhardtioipollenites punctatus (R. POTONIÉ), *Engelhardtiodites microcoryphaeus* (R. POTONIÉ), *Quercoidites henrici* (R. POTONIÉ), *Qu. microhenrici* (R. POTONIÉ), *Platycarya-pollenites miocaenicus* NAGY, *Rhoipites pseudocingulum* (R. POTONIÉ), *Tricolporopollenites villensis* (THOMSON)

Häufig begleitende Pollen waren:

Cyrillaceapollenites megaexactus (R. POTONIÉ), *Diccolpopollis kockeli* PFLANZL, *Betulaceopollenites bituitus* (R. POTONIÉ), *Ericipites* sp., *Inaperturopollenites dubius* (R. POTONIÉ & VENITZ), *Sciadopityspollenites serratus* (R. POTONIÉ & VENITZ), *Sequoiapollenites polyformosus* THIERGART, *Stereisporites* sp., *Taxodiaceapollenites hiatus* (R. POTONIÉ), *Triatriopollenites rurensis* THOMSON & PFLUG, *Tricolporopollenites cingulum oviformis* (R. POTONIÉ)

Verbreitung: Die miozänen Ablagerungen beschränken sich auf den nördlichen Teil der Subrosionssenke von Donop-Dörentrop. Am östlichen Bega-Ufer streichen sie südlich von Neuenkamp bis westlich von Friedrichsfeld zutage aus.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Basis des Miozäns bildet in der Regel eine Geröllage, die die graugrünen bis olivgrünen, glaukonitischen Sande des Oberoligozäns von den weißlichgrauen, Ton- und Braunkohlenlagen führenden Sanden des Miozäns trennt.

Die meisten Bohrungen im Blattgebiet haben nicht die vollständige Abfolge des Miozäns durchteuft. Die größte Mächtigkeit wurde mit 84 m in einer Bohrung am südöstlichen Rand der ehemaligen Quarzsandgrube bei Neuenkamp (R 99 995, H 66 945) erreicht. Für das Blattgebiet ist daher eine Mächtigkeit von ca. 85 m anzunehmen.

Aufschlüsse: Zu Beginn der Geländeaufnahme waren noch kleinere Böschungsschnitte am Nordwest- und Südostrand der ehemaligen Quarzsandgrube einzusehen (HAAS 1991 b: 137). Im Zuge der jetzigen Verwendung des Grubengeländes als Verbunddeponie fielen die Aufschlüsse der neuen Nutzung zum Opfer. Unmittelbar außerhalb des Blattgebiets (R ³⁵⁰⁰ 060, H ⁵⁷⁶⁷ 040) ist seit 1981 ein Restvorkommen der Weichbraunkohle mit miozänen Fein- und Mittelsanden offengehalten worden.

3.6 Quartär (q)

Das Quartär ist gekennzeichnet durch sich wiederholende, zum Teil extreme Temperaturschwankungen. Es umfaßt nach der erdgeschichtlichen Gliederung das Pleistozän mit einer Folge von Kaltzeiten (Eiszeiten, Glaziale) und Warmzeiten (Zwischeneiszeiten, Interglaziale) und das Holozän als die Zeit nach der letzten Eiszeit bis zur Gegenwart. Der Beginn des Quartärs wird mit dem Einsetzen der ersten deutlichen Klimaverschlechterung vor etwa 2,4 Millionen Jahren festgelegt.

In Perioden mit arktischen Klimaverhältnissen dehnte sich eine von Skandinavien ausgehende Inlandeisdecke bis nach Norddeutschland und in ihrer weitesten Erstreckung bis an den Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges aus. Nur während des drenthezeitlichen Eisvorstoßes innerhalb der Saale-Zeit waren Teile des Blattgebiets – etwa das südwestliche Blattdreieck bis einschließlich dem Raum Neuenkamp – von Eismassen bedeckt. Zuvor (Elster-Zeit) und während der letzten Eiszeit (Weichsel-Zeit) hatte dieser Raum den Charakter einer Tundrenlandschaft und stand unter nachhaltigem periglazialen Klimaeinfluß.

Tabelle 9
Gliederung und Mächtigkeiten des Quartärs

Jahre vor heute	Norddeutschland		Blattgebiet Lemgo	
10 000*	Holozän	Postglazial	Niedermoor („Hn)	bis 2,3m
			Auenlehm („L,ta)	bis 4 m
115 000** 127 000**	Ober-	Weichsel	Löß, Lößfließerde („Lö)	bis 5,5m
		Spätglazial	Fließerde („fl)	bis 6 m
		Hochglazial Frühglazial	Niederterrasse (N)	bis 9m
Pleistozän	Mittel-	Eem	nicht eindeutig nachgewiesen	
		Warthe Wärmeschwankung (Vorselaer)	nicht nachgewiesen	
		Saale	Nachschüttssand (D,S,gf(2))	bis 10m
			Grundmoräne (D,Mg)	bis 12,5m
			Vorschüttssand (D,S,gf(1))	bis 5 m
			Oberer Schneckensand (D,,p) (nur in Subrosionssenken)	(bis 19m)
		Drenthe	Mittelterrasse (M)	bis 5m
			Abschwemmassen in Subrosionssenken mit humosen Lagen (ho)	bis 15,5m
			nicht nachgewiesen	
		Elster	nicht nachgewiesen	
790 000 2,4 Mio.	Unter-	Cromer	Abschwemmassen in Subrosionssenken mit humosen und torfigen Lagen (cr)	bis 80m

* nach MANGERUD et al. (1974) ** nach BEHRE & VAN DER PUICH (1992)

Infolge der ausgeprägten Klimaschwankungen wechselten Zeiten vorherrschender Verwitterung und Erosion mit Zeiten der Sedimentation von Lockergesteinen unterschiedlichster Zusammensetzung. Diese bedecken diskordant ältere Ablagerungen und gleichen bereichsweise Reliefunterschiede des Festgesteinsuntergrundes aus. Da die größten Quartär-Mächtigkeiten in der Bega- und Ilseebene auftreten und das umliegende Bergland weitgehend von Lockersedimenten frei geblieben ist, weist die Unterfläche des Quartärs ein deutlich lebhafteres Relief als die heutige Landoberfläche auf (vgl. Taf. 2 in der Anl.: Karte der Quartär-Basis). Die Lockergesteinsmächtigkeiten betragen wenige Zentimeter bis mehrere Meter; in einzelnen Subrosionssenken (vgl. Kap. 4.1.5) sind mehr als 100 m mächtige quartäre Sedimente nachgewiesen. Nach ihrer Ablagerung wurden die Kiese, Sande, Schluffe und Tone ihrerseits wieder umgelagert; dies setzte sich auch während des gesamten jüngeren Quartärs, möglicherweise bis zur Gegenwart fort.

In der geologischen Karte sind Lockergesteine, die etwa die Hälfte der Geländeoberfläche des Blattgebiets einnehmen, nur dort dargestellt worden, wo sie mehr als 0,6 bis 0,8 m Mächtigkeit erreichen und deutlich von der Verwitterungszone des Festgesteins unterschieden werden konnten. Nicht alle Quartär-Sedimente sind eindeutig datierbar. In Tabelle 9 sind die Ablagerungen der jüngsten Periode der Erdgeschichte aufgeführt.

3.6.1 Pleistozän

Ablagerungen des Pleistozäns sind im Blattgebiet mit einiger Sicherheit seit dem jüngeren Unterpleistozän belegt. Humose bis torfige Horizonte innerhalb quartärer Abschwemmassen in Subrosionssenken konnten durch palynologische Untersuchungen und nach Vergleichen mit Nachbargebieten als Bildungen vermutlich cromerzeitlicher Interglaziale bestimmt werden – sedimentiert also vor etwa 800 000 Jahren. Ältere Sedimente sowie glazigene fluviatile Ablagerungen der Elster-Zeit sind nicht nachgewiesen.

Als älteste Überlieferungen des Mittelpleistozäns sind kiesig-sandige Schluffe in Subrosionssenken anzusehen, deren eingeschaltete humose Horizonte sehr wahrscheinlich während der Holstein-Zeit abgelagert wurden. Weitere Vorkommen aus diesem Zeitabschnitt sind fluviatiler Mittelterrassenkies, warmzeitlicher Schneckensand und glazifluviatile Schmelzwassersande (Vor- und Nachschüttsand) der Saale-Zeit (Drenthe). Eine flächenhaft große Verbreitung hat die Grundmoräne der Drenthe-Zeit, auf der sich lokal Nachschüttsand des wieder abschmelzenden Gletschereises erhalten konnte. Der Zeitraum vom ausgehenden Drenthe bis zur Weichsel-Zeit ist weitgehend eine Phase der Abtragung gewesen, in der ältere Sedimentgesteine großflächig erodierten.

Das Oberpleistozän begann mit der Eem-Zeit. Allerdings sind Sedimente aus dieser Zeit im Blattgebiet nicht eindeutig nachgewiesen (vgl. Kap. 3.6.1.3). In der Weichsel-Zeit gehörte das Blattgebiet zum Periglazialbereich weit südlich des nur bis Mittelholstein vorgedrungenen Inlandeises. In dieser Zeit lagerte die Bega mit ihren Nebenbächen zum Teil mächtige Sand- und Kieskörper der Niederterrasse in den Talauen ab. Sie wurden durch große Wassermengen während Zeiten leichter Klimaerwärmung angeschüttet. Die klimatischen Verhältnisse in den Kaltzeiten hatten zudem eine starke physikalische Verwitterung zur Folge. Wechselnde Gefrier- und Auftauvorgänge ließen große Schuttmassen entstehen, die bei starker Durchfeuchtung selbst bei geringem Gefälle als Fließerde talwärts wanderten. Aus den Schotterebenen der breiten Fließgewässer und aus

dem Verwitterungsbereich der vegetationsarmen Zwischengebiete wurde in der Folgezeit feinkörniges Material ausgeblasen und als kalkhaltiger, toniger oder sandiger Schluff (= Löß) über große Bereiche des Blattgebiets ausgebreitet.

3.6.1.1 Unterpleistozän

Das mit dem Prätegelen beginnende und innerhalb der Cromer-Zeit endende Unterpleistozän umfaßt mit ca. 1,6 Millionen Jahren Dauer den weitaus längsten Zeitabschnitt innerhalb des Quartärs. Im Blattgebiet konnten lediglich Abschwemmassen (Definition HINZE et al. 1989: 52) fraglichen cromerzeitlichen Alters nachgewiesen werden.

3.6.1.1.1 Cromer (cr)

Feinklastische, teilweise humose Ablagerungen des jüngeren Unterpleistozäns wurden in mindestens zwei als Sedimentfallen wirkenden Subrosionssenken durch mehrere Untersuchungsbohrungen erschlossen. Die pollenanalytische Altersdatierung litt darunter, daß es sich bei den meisten Gesteinserkundungen um Spülbohrungen handelte, die recht wenige Torfhorizonte erfaßten und in der Regel nur ein Gemisch von Pollenspektren lieferten. Infolgedessen konnte manche typische Vegetationsphase nicht erkannt werden, und die Möglichkeiten einer zuverlässigen Altersdatierung waren von vornherein stark eingeschränkt. Die Ausnahme bildete eine Rammkernbohrung bei Lemgo-Laubke, deren tieferer Profilteil recht sicher als cromerzeitlich datiert werden konnte (s. im folgenden). Für eine absolute Altersbestimmung nach der Uran-Thorium-Methode reichte auch in den Rammkernbohrungen die Mächtigkeit der Torfhorizonte nicht aus.

Mit Ausnahme der Subrosionssenke von Kirchheide-Welstorf werden vermutlich alle anderen lösungsbedingten Senkungsbereiche des Blattgebiets von wenige Meter bis mehr als 100 m mächtigen Abschwemmassen pleistozänen Alters ausgefüllt. Es handelt sich um umgelagerte Lockersedimente, deren Ausgangsmaterial in der Regel die Verwitterungsbildungen der umliegenden Festgesteine sind. Die Gesteinsverlagerung in die sich kontinuierlich vertiefenden Geländehohlformen wurde durch abfließende Niederschlagswässer bewirkt und durch einen hohen Feinkornanteil im Ausgangsmaterial begünstigt.

Gesteine: Nach Kernbohrbefunden setzen sich die Abschwemmassen zusammen aus sandig-tonigem, teilweise kalkhaltigem Schluff, schluffig-sandigem Ton, Mergelton und Tonmergel sowie schluffigem Fein- und Mittelsand mit eingeschalteten Fein- und Mittelkiesen aus Ton- bis Tonmergel- oder Schluff- und Sandsteinen des Mittleren und Oberen Keupers oder aus Muschelkalk-Kalksteinen, die zum Teil auch lagenweise eingebettet sind. Mitunter treten quarzitisches Sandsteine (Oberer Keuper) oder Kalksteine (Muschelkalk) als isolierte, eckige bis wenig gerundete Blöcke (Durchmesser 10 – 20 cm) auf. Die Grundmasse hat ein meist schwach ausgeprägtes horizontales Schichtungsgefüge und ist mittel- bis dunkelgrau, braungrau, rötlichgrau und rötlichbraun, graubraun, gelblichbraun sowie dunkelbraun. Die eingelagerten Kiese haben die bevorzugten Keuper-Farben Grau, Grünlichgrau und Bräunlichrot. In die gesamte Abfolge schalten sich hin und wieder grauschwarze bis schwarze humose Lagen oder torfige Horizonte ein, mitunter auch kleinere Holzreste.

Fossilien und Altersstellung: In der Gesamtschau aller untersuchten Bohrproben mit unterpleistozänen Leitformen aus älteren Abschwemmassen in den Subrosionssenken von Donop-Dörentrop und Hardissen-Hörstmar ist nach H.-W. REHAGEN und R. STRITZKE (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) – auch nach Vergleichen mit Nachbargebieten (REHAGEN 1980, FARRENSCHON 1995: 70) – die Einstufung humoser und torfiger Horizonte in das Cromer am wahrscheinlichsten.

Die pollenanalytischen Untersuchungen ergaben in fast allen Bohrprofilen die Dominanz einer *Alnus*-(Erle-), *Pinus*-(Kiefer-), *Betula*-(Birke-) und teilweise *Salix*-(Weide-) Pollenvergesellschaftung, die mit den heutigen Nadel-Laubmischwäldern aus der mittleren borealen Waldzone Finnlands verglichen werden kann. Die Vorkommen mehrerer unterpleistozäner sowie jungtertiärer Baumpollen – wie *Tsuga* (Schierlings- oder Hemlocktanne, 1 – 2 %), *Carya* (Hickorynuß, 1 %) oder *Castanea* (Kastanie, 1,5 %) – deuten auf prälsterzeitliche Interglaziale.

In der Rammkernbohrung RK 1/93 (R 91 660, H 63 860; s. Kap. 10.2: Brg. 12) südwestlich von Lemgo-Laubke stand in einer sandig-schluffig-kiesigen Abfolge zwischen 31,55 und 48 m Endteufe gutes Probenmaterial zur Verfügung mit zahlreichen tonig-humosen bis torfigen Horizonten, die statistisch ausreichende Pollenmengen lieferten (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die unterschiedlichen Anteile von *Pinus* (Kiefer), *Picea* (Fichte), *Betula* (Birke), *Alnus* (Erle) sowie *Poaceae* (Gräser) im Verlauf des erbohrten Abschnittes bildeten die Basis für eine Gliederung in vier lokale Pollenvergesellschaftungszonen innerhalb des Cromers.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenze zum Liegenden hin bilden entweder triassische oder jurassische Festgesteine oder aber – wie im Raum Neuenkamp – Sande des Oligozäns und des Miozäns. Da elsterzeitliche Ablagerungen im Blattgebiet nicht nachgewiesen sind, wird das Unterpleistozän von holsteinzeitlichen Abschwemmassen oder Ablagerungen der Saale-Zeit überlagert.

Die Gesamtmächtigkeit der cromerzeitlichen Abschwemmassen in Subrosionssenken konnte bisher nicht durchteuft werden. Die größten erbohrten Mächtigkeiten wurden bei Lemgo (R 93 685, H 66 190; > 60 m) und nördlich von Hagendonop (R 99 560, H 64 430; > 55 m) nachgewiesen. Nach gravimetrischen und geoelektrischen Untersuchungen sind bis zu 80 m mächtige Abschwemmassen der Cromer-Zeit zu erwarten.

3.6.1.2 Mittelpleistozän

Aus dem Mittelpleistozän sind im Blattgebiet humose Horizonte vermutlich aus der Holstein-Zeit sowie Ablagerungen der Saale-Zeit erhalten. Während der Saale-Vereisung ist dabei allein der älteste von vier Gletschervorstößen („Drenthe-Hauptvereisung“) bis in unseren Raum vorgedrungen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: 108).

3.6.1.2.1 Holstein (ho)

Das Holstein war eine Warmzeit mit vorherrschender Tiefenerosion, aber auch mit Sedimentation in besonders geschützten Ablagerungsräumen – in Ostwestfalen also vor allem in Subrosionssenken. Ablagerungen dieses Zeitabschnittes sind vermutlich in einer

Kernbohrung westlich von Lemgo-Laubke (R 91 660, H 63 860) in einer Tiefe von 10,9 bis 26,4 m nachgewiesen. Die Abfolge besteht dort aus grauen, braunen, graubraunen und gelblichbraunen, sandig-kiesigen, schwach tonigen Schluffen, untergeordnet auch kiesigen Sanden, in die humose Horizonte eingeschaltet sind.

Das Florenbild (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) dokumentiert einen borealen Nadelwald mit *Pinus* (Kiefer), *Picea* (Fichte) und einem deutlich erhöhten *Abies*-(Tanne-)Anteil. Auffallend sind auch hohe *Alnus*-(Erle-)Werte, die ab 12,5 m auf über 20 % anwachsen können, und der insgesamt spärliche Eichenmischwaldanteil. Für ein Holstein-Alter sprechen zudem cromerzeitliche Torfe, die ab einer Teufe von 31,55 m nachgewiesen sind (vgl. Kap. 3.6.1.1.1) und drenthezeitliche Ablagerungen im Hangenden.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen der Holstein-Zeit beträgt in der Rammkernbohrung bei Lemgo-Laubke 15,5 m.

3.6.1.2.2 Saale (Drenthe)

Während des Drenthes der Saale-Zeit drang das nordeuropäische Inlandeis weit nach Süden bis in den nördlichen Randbereich des Rheinischen Schiefergebirges vor (SERAPHIM 1972, 1979, 1980; THOME 1980, 1983; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Aus dem Drenthe stammen im Blattgebiet die Ablagerungen der Bega-Mittelterrasse, Stillwasserablagerungen in abflußlosen Senken (Oberer Schneckensand) sowie glazigene und glazifluviale Bildungen (Grundmoräne, Schmelzwassersande).

Dem Eisvorstoß ging eine Periode zunehmend kälter werdenden Klimas (Periglazialklima) zu Beginn der Drenthe-Zeit voraus. Terrassenkiese und -sande wurden dabei in Flußniederungen sedimentiert, nachdem durch Frostsprengung und Bodenfließen größere Schuttmengen freigeworden waren. In wärmeren Abschnitten dieser Periode setzten sich in abflußlosen Senken vorwiegend feinkörnige Sedimente (Oberer Schneckensand) ab. Der heranrückende Gletscher begrub schließlich einen Großteil des Flachlands im Blattgebiet mit Eis und Geröll. Die Außengrenze des nordischen Inlandeises lag am Fuß des Taller Berglandes und der Lemgoer Berge. Die Ablagerungen des Gletschers finden sich heute als Grundmoräne mit stellenweise beträchtlicher Mächtigkeit. Unmittelbar vor der Eisfront kam es durch Schmelzwässer zur Ablagerung von Sand und Kies (Vorschüttssand), teilweise auch Ton (wahrscheinlich Beckenton; s. Kap. 3.6.1.2.2.3 u. Kap. 10.2: Brg. 5 u. 12). Während des Eisrückzuges wurden erneut Schmelzwasserablagerungen aufgeschüttet (Nachschüttssand).

Aus der nachfolgenden Wärmeschwankung (Vorselaer) wie auch aus der anschließenden Warthe-Zeit (Saale) sind keine Sedimente überliefert. Es ist daher anzunehmen, daß das Blattgebiet im gesamten nachdrenthezeitlichen Mittelpleistozän der Verwitterung und der Abtragung unterlag.

3.6.1.2.2.1 Mittelterrasse (M)

Zu Beginn des Drenthes bewirkte das Periglazialklima während zunehmend längerer Schneeschmelzphasen extrem hohe Abflußwerte der Bega und ihrer Nebenbäche. Von

den abströmenden Wassermassen konnten somit große Mengen von Verwitterungsmaterial aufgenommen und als Talbodenaufhöhung (= Terrassenkies und -sand) wieder abgelagert werden. Dabei entstanden Kies- und Sandkörper, die außerhalb und zudem über der heutigen Talaue liegen. Die weichselzeitlichen Abflüsse schnitten sich später tiefer in dieses mittelpleistozäne Niveau ein.

Der Terrassenkörper ist im Blattgebiet weitgehend von glazigenen Bildungen oder aber – oberflächennah – von weichselzeitlichem Lößlehm überdeckt.

Gesteine: Die Mittelterrasse besteht aus sandigen Kiesen bis kiesigen Sanden, deren Material sich entlang von Bega und Passade überwiegend aus den Keuper-, vereinzelt auch Jura- und Muschelkalk-Gesteinen des umgebenden Berglandes zusammensetzt. Es sind vorwiegend plattige, unterschiedlich kantengerundete, graue, grünlichgraue und bräunlichrote Ton-, Mergel-, Sand- und mitunter Kalksteine, die zusammen bunt erscheinen. Die Ton- und Mergelsteine sind nur wenig verfestigt, dagegen bilden die oft kaum kantengerundeten Sandsteine und Quarzite die härteren Bestandteile. Nordisches Material ist mit 1 – 2 % nur sehr spärlich vertreten und läßt auf eine Vermengung mit Ablagerungen von Schmelzwässern (Vorschüttssand) vor dem heranrückenden Inlandeis schließen.

Eine Besonderheit bildet ein kleines Kiesvorkommen am Linnebach nordöstlich von Hörstmar, wo die Hauptmasse aus plattig-unebenflächigen, abgerundeten, grauen Geröllen des Muschelkalks (Ceratiten-Schichten) besteht und nur untergeordnet Keuper-Gesteine auftreten (MESTWERDT 1916: 50). Das Herkunftsgebiet läßt sich sicherlich mit dem Muschelkalk-Vorkommen am Gretberg (TK 25: 4019 Detmold) verbinden, dessen Horststruktur von dem Bachlauf umflossen wird.

Altersstellung: Die Terrassenkiese enthalten nur vereinzelte nordische Komponenten, die – wie zuvor begründet – aus Schmelzwasserzuflüssen stammen. Das deutet aber darauf hin, daß die Terrassensedimente vor Ablagerung der Grundmoräne sedimentierten.

Abgrenzung: Die Abgrenzung des Kieskörpers bereitet im westlichen Begatal dort Schwierigkeiten, wo eine Verzahnung mit dem Vorschüttssand des Inlandeises auftreten kann. Wie erwähnt, müssen einzelne nordische Komponenten nicht automatisch für Schmelzwassersedimente sprechen. Die im Verlauf des östlichen Begatals auftretenden Mittelterrassenkiese überlagern entweder den Oberen Keuper oder tertiäre Sande und Tone. Mit Ausnahme eines Restvorkommens nordöstlich von Hörstmar ist die Mittelterrasse von Lößlehm, teilweise Grundmoräne überdeckt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Sandige Kiesvorkommen oberhalb der Bega- und Passadeaue finden sich in dem Abschnitt zwischen Bentrup, Friedrichshof und Neuenkamp in einem Höhengniveau von etwa +100 bis +130 m NN. Zwischen Brake und der Linnebachmündung reicht die Terrassenbasis von +101 bis auf +88 m NN hinab. Sie liegt damit insgesamt 10 – 15 m über dem jetzigen Talauenniveau. Gebietsweise mag eine subsosive Absenkung des Untergrundes nach Ablagerung der Mittelterrasse erfolgt sein.

Nach Bohrbefunden beträgt die Mächtigkeit der Mittelterrasse bis zu 5,2 m.

3.6.1.2.2.2 Oberer Schneckensand (D,,p)

In drei Bohrungen (R 94 960, H 66 270, vgl. Kap. 10.2: Brg. 10; R 94 400, H 66 640 u. R 99 090, H 63 300, vgl. Kap. 10.2: Brg. 13) in den Subrosionssenken von Lemgo-Brake-Bentrop und Donop-Dörentrup (vgl. Kap. 4.1.5) wurden im Liegenden von drenthezeitlichem Vorschüttssand feinklastische Sedimente mit humosen Einschaltungen sowie wenigen bis zahlreichen Schneckengehäusen in Teufen zwischen 17 und 38,5 m angetroffen. Vermutlich ist die Verbreitung dieser Sedimente auf einzelne tiefere Senkungsgebiete beschränkt.

Gesteine: Es handelt sich um einen stark tonigen, kalkhaltigen und humosen Schluff mit schwacher Sand- und Feinkiesführung sowie um sandigen und feinkiesigen, humosen, vereinzelt Holzreste führenden Mergelton und Tonmergel mit wenigen bis zahlreichen Schneckengehäusen. Die feinkörnigen Partien sind grau, dunkel- und schwarzgrau; die kiesigen Einlagerungen sind bunt, das heißt grünlichgrau, braun, bräunlichrot, auch weißlichgrau. Da das Probenmaterial aus Spülbohrungen stammte, war keine Aussage über eine eventuelle Feinschichtung möglich.

Fossilien und Altersstellung: Die bestimmbaren Schneckengehäuse stammen fast ausnahmslos von der Wasserschnecke *Valvata (Cincinna) piscinalis* (MÜLLER). Es wurden Exemplare aller Altersstufen gefunden. *Valvata piscinalis* gilt als Art eines feuchtwarmen Klimas und kommt auch in wärmeren Phasen der Kaltzeiten vor (SKUPIN 1987: 40). Somit ist durch ihr Auftreten vermutlich ein wärmerer Abschnitt innerhalb der beginnenden Drenthe-Inlandvereisung angezeigt. Stratigraphisch gehören diese Schichten zum Oberen Schneckensand (vgl. SKUPIN 1987: 37).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung zum Liegenden und Hangenden bilden in den drei Bohrungen jeweils mächtige, stark kiesige Sandkörper – zum einen unterpleistozäne Abschwemmassen, zum anderen drenthezeitliche Vorschüttssande.

Entsprechend der wechselnden Gestalt des Untergrundes in den Subrosionssenken kann die Mächtigkeit von wenigen Dezimetern in Randbereichen bis zu mächtigen Füllungen im Muldentiefsten anschwellen. Die drei Bohrungen im Blattgebiet durchteuften 9 m, 18,5 m und 19 m (vgl. Kap. 10.2: Brg. 10 u. 13).

3.6.1.2.2.3 Vorschüttssand (D,S,gf(1))

In der Bega- und Isetalebene liegt unmittelbar auf dem Festgesteinsuntergrund ein unterschiedlich mächtiger, kiesführender Sand- bis stark sandiger Kieskörper, der in weiten Bereichen von Grundmoräne überlagert wird, oder der – oberflächennah – eine nur geringmächtige Lößlehmdecke hat. In Subrosionssenken lagern die klastischen Sedimente auf unterpleistozänen Lockergesteinen.

Die vorwiegend sandigen Schichten sind Ablagerungen von Schmelzwasserströmen, die vor allem während der sommerlichen Auftauperioden aus der Gletscherstirn des vorrückenden Drenthe-Eises abfließen und dabei in breiter Front das ursprünglich im Eis enthaltene Gesteinsmaterial vom Gletscherrand wegführten. Mit dem vorrückenden Eis und durch jahreszeitliche Schwankungen der Abflaumengen kam es wiederholt zu kiesigen Einschaltungen.

Gesteine: Der Vorschüttssand besteht aus gelbbraunem bis braunem, rötlichbraunem und weißlichgrauem, schluffigem, grobsandigem und kiesigem Fein- und Mittelsand, der bisweilen dünne Tonstreifen führt, und stark sandigem, grünlichgrauem, bläulichgrauem, grauem und braunrotem Fein- bis Grobkies. Letzterer besteht zumeist aus einheimischen Muschelkalk- oder Keuper-Gesteinen – hauptsächlich Ton- bis Tonmergelstein, weniger Sandstein, Quarzit und Kalkstein. In den meisten Bohrprofilen wurden nur einzelne bis wenige Gerölle aus nordischem Kristallin oder Feuerstein angetroffen, deren Durchmesser bis zu 4 cm betrug. Sande und Kiese sind oft schräg- oder intensiv kreuzgeschichtet.

Im Liegenden der Grundmoräne treten zuweilen graue und dunkel- bis schwärzlich-graue, durch Feinsand laminierte Tonlagen auf, die als Feinstwarven eines glazilimnischen Bänder- oder Beckentons anzusprechen sind (vgl. Kap. 10.2: Brg. 5 u. 12); sie erreichten Mächtigkeiten von 1 – 3 m.

Altersstellung: Aufgrund der in den quartären Ablagerungen auftretenden nordischen Komponenten ist der Absatz der Sande und Kiese in unmittelbarem Zusammenhang mit dem heranrückenden drenthezeitlichen Inlandeis zu sehen.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung gegenüber unterpleistozänen Lockergesteinen in Subrosionssenken ist in Bohrungen nur dann eindeutig, wenn die liegenden Kiese kein nordisches Material mehr enthalten und humose Lagen in ihnen auftreten. Grundmoräne oder Lößlehm bilden mit ihren überwiegend feinkörnigen Sedimenten dagegen eine deutliche Grenze im Hangenden des Vorschüttssandes.

Die Mächtigkeit des Vorschüttssandes schwankt im Blattgebiet – außerhalb von Subrosionssenken – zwischen 3 und 5 m. In durch Salzablaugung bedingten Senkungsfeldern wurden in Bohrungen Mächtigkeiten zwischen einigen Dezimetern und maximal 22 m durchteuft.

Aufschlüsse: Ein ca. 2,5 m mächtiger Böschungsanschnitt im Linnebachtal nördlich von Hörstmar (R 90 000, H 65 030) zeigt einen schluffigen Fein- und Mittelsand mit Fein- bis Grobkieslagen aus nordischem und einheimischem Material. Mehrere ehemalige Sandgruben im Begatal (MESTWERDT 1916: 50) sind heute nicht mehr aufgeschlossen.

3.6.1.2.2.4 Grundmoräne (D,Mg)

Auf seinem Weg von Nordeuropa bis in die Westfälische Bucht nahm das saalezeitliche Inlandeis bei vermutlich vier Eisvorstößen (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: 107) beträchtliche Gesteinsmengen aus dem überfahrenen Untergrund als Geschiebe in sich auf. Das Blattgebiet wurde lediglich von dem ersten Eisvorstoß (Drenthe-Hauptvereisung) erreicht, der die Tieflandbereiche der Ilse- und Begatalebene bedeckte. Nach SERAPHIM (1972: 54) überwand dabei ein Gletscherstrom an der Porta Westfalica den Mittelgebirgszug des Wesergebirges und schob sich als sogenannter „Portagletscher“ (KOKEN 1901: 123) bis in das ostwestfälische Hügelland vor. Aus der Zusammensetzung der Grundmoräne läßt sich schließen, daß dieser Gletschervorstoß später noch mit dem von Westen nachrückenden „Aue-Hunte-Gletscher“ verschmolzen ist (SERAPHIM 1972: 56). Die Eismasse kam schließlich am Fuß der Taller und Lemgoer Berge zum Stillstand. Die bewegungslose Toteismasse taute ab, und an deren Stirn und Basis blieb die Grund-

moräne als unsortiertes, schichtungsloses Material zurück. Je nach der Beschaffenheit des überfahrenen Untergrundes sind die Eisablagerungen mehr sandig-tonig oder sandig-kiesig ausgebildet; die Korngrößen reichen vom großen Block bis zur Tonfraktion. Je nach Herkunft und Häufigkeit der Geschiebe unterscheidet man zwischen einer Fern- und einer Lokalmoräne.

Gesteine: Im frischen unverwitterten Zustand (= Geschiebemergel) besteht die Grundmoräne aus einem grauen bis dunkelgrauen, meist stark sandig-schluffigen Mergel oder kalkhaltigen, tonig-sandigen Schluff mit Kies und Steinen (= Geschiebe). Im Schnitt beträgt der Ton- und Schluffanteil 60 – 65 %, die sandige Fraktion macht etwa 25 % aus, und der Kies- und Steinanteil liegt zwischen 10 und 20 %. Kalkgehalte wurden im Schnitt ebenfalls zwischen 10 und 20 % bestimmt (HAAS 1991 b: 51). Im verwitterten, das heißt durch CO₂-haltiges Sickerwasser bewirkten kalkfreien Zustand (= Geschiebelehm), der in der Regel bis in eine Teufe von 3 – 5 m hinabreicht, überwiegt sandiger Schluff in der Grundmasse, und es tritt eine durch Eisenoxidhydrat hervorgerufene graubraune, braun-graue oder braune, zuweilen gelblichbraune Färbung auf. Die tonig-schluffige Substanz kann auch durch Wind und Wasser teilweise so weit ausgeschlämmt worden sein, daß lokal schwach tonig-schluffiger Geschiebesand (GRIMMEL 1973) vorkommt, oder lediglich eine Steinsohle aus Grobgeschieben erhalten geblieben ist. Dies tritt besonders an Berghängen und -rücken auf. In der geologischen Karte ist die Geschiebebestreuung auf mesozoischen Schichten gesondert dargestellt.

Der Mineralbestand des Geschiebemergels besteht vorwiegend aus Quarz, Calcit und Feldspat; untergeordnet treten Glimmer und Dolomit auf. Im Schwermineralspektrum herrschen Epidot und grüne Hornblende vor, weniger Granat und Zirkon (Untersuchungen H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die in der Grundmoräne vorhandenen nordischen Geschiebe bestehen größtenteils aus Kristallin (Granit, Gneis, Porphy), quarzitischen Sandsteinen (Scolithussandstein aus dem Kambro-Silur Skandiniavens) sowie Kreide-Feuersteinen (Flint) aus Norddeutschland und dem Ostseeraum. Der Bestand der Grundmoräne an nordischen Leitgeschieben ist außerordentlich einheitlich und weist überall auf eine starke südschwedische Geschiebevormacht hin (HESEMANN 1957: 51, SERAPHIM 1972: 69).

Die einheimischen Sedimentgesteine bestehen aus quarzitischen Sandsteinen des Oberen Keupers, bunten Ton- und Sandsteinen des Mittleren Keupers, Kalk- und Dolomitsteinen des Muschelkalks und des Unteren Keupers oder auch aus Jura-Tonsteinen. Die lokalen Geschiebe sind oft eckige und plattige Bruchstücke, die einen nur geringen Transportweg zurückgelegt haben können. MESTWERDT (1916: 53) beschreibt eine solche Lokalmoräne mit Ton-, Sand- und Dolomitsteinen des Keupers zwischen Matorf und Lehmkuhle. In der ehemaligen Tongrube nördlich von Entrup (R 91 800, H 69 150) fand SERAPHIM (1972: 47) liassische Toneisensteingeoden, Sandsteine des Oberen Keupers und vereinzelt Schilfsandstein. An gleicher Stelle beschrieb er in der ehemaligen Abbau-grube nordwestlich der Lemgoer Fachhochschule (R 93 370, H 64 950) eine große Geschiebevarietät, die neben lokalen Bruchstücken aus Muschelkalk- bis Jura-Gesteinen auch Leitgeschiebe des Aue-Hunte-Gletschers (Wiehengebirgs-Sandstein/Unterer Malm) und des Portagletschers zeigte (Planicosta-Sandstein/Unterer Lias, Porta-Sandstein/Oberer Dogger, Wealden-Hauptsandstein/Unterkreide, Doberg-Kalkarenit/Oligozän).

Mit Hilfe einer Kartierung von nordischen Geschieben mit mehr als 40 cm Durchmesser erfaßte SERAPHIM (1962, 1966, 1972) glaziale Halte beim Rückzug der Eismasse („Grobgeschiebestatistik“). Solche Grobgeschiebe fanden sich als Endmoränenreste gehäuft in bis zu 2 km breiten Geländestreifen, die die Stillstandlagen des Eises anzeigen. Vom äußersten Eisrand bis zur Weser unterschied SERAPHIM (1972: 60) vier Gletscherhalte, von denen zwei mit Teilen ihrer Grobgeschiebe-Anreicherungszone im Blattgebiet auftreten. Vom Dörenschlucht-Hemeringer Halt, der gleichzeitig die maximale Ausdehnung des drenthezeitlichen Inlandeises dokumentiert, sind es der Entruper, der Voßheider und der Fahrenbreite-Bogen mit über 4 500 nordischen Großgeschieben und etwa 250 – 300 Blöcken pro km²; im Braker Bogen des Osning-Haltes wurden noch einmal etwa 2 000 Grobgeschiebe gezählt. SERAPHIM (1972: 62) bezeichnete Teile der Loben von Voßheide – hier der Nebengletscher in Richtung Donop (TK 25: 4019 Detmold) – und Entrup – hier der Nebengletscher in Richtung Lüerdissen – als „Zweiggletscher“, weil dort kleine lokale Gletscherzungen weiter als die Hauptmasse des Eises vorgedrungen sind. Besonders geschiebereich ist der Abschnitt zwischen Voßheide, Lütte und dem Großraum Vogelhorst, während an den Flanken des Eislobus – die Gegend um Maßbruch und bei Hasenbreite – nur wenige Großgeschiebe abgelagert wurden. Weitere bemerkenswerte Blockansammlungen finden sich bei Luherheide, im Radsiek- und Sellsiekbachtal sowie in den Waldtälern vom Bredaer Bruch.

Zahllose Geschiebe sind im Zuge landwirtschaftlicher Bearbeitung von den Feldern abgelesen worden und finden sich heute zumeist in großen Steinhäufen an den Feldrainen. Viele Großblöcke, sogenannte Findlinge, die vorrangig aus Granit und Porphyry des skandinavischen Raumes bestehen, werden heute ebenfalls nicht mehr in ihrer ursprünglichen Geländedeposition gefunden. Sie säumen zum Teil in dekorativer Aufreihung die Einfahrten von Gehöften. In situ belassene Findlinge sind heute oftmals als Naturdenkmal ausgewiesen. Die größten Findlingsblöcke des Blattgebiets sind die westlich von Stucken (R 94 750, H 63 620; ca. 5,5 m³, fast völlig zugewachsen) und nordwestlich von Vogelhorst (R 97 325, H 64 725; ca. 4,3 m³) gelegenen.

Verbreitung: Die Grundmoräne überdeckt im Blattgebiet außerhalb des nordöstlichen Berg- und Hügellandes große Flächen mit ihrem Geschiebemergel – zumeist aber mit Geschiebelehm. Die Geschiebeverbreitung nimmt ein weit größeres Areal ein, als die in der geologischen Karte dargestellte Grundmoränenfläche. So wurde auf großer Erstreckung des zutage tretenden Festgesteins – etwa südwestlich einer Diagonale durch das Blattgebiet von Welstorf bis Hagendonop – eine Geschiebeverbreitung (Steinsohle) festgestellt, die den Weg des Eises auch über die Höhen des Großen Berges, des Mönkebergs, des Bienbergs oder des Biesterbergs dokumentiert. MESTWERDT (1916: 54) schließt sogar nicht aus, daß auch das nordöstliche Bergland „von moränenfreiem Eis aus den höchsten Teilen der Eismasse“ überfahren wurde. Eine genaue Beschreibung des Verlaufs der Vereisungsgrenze, die für das Blattgebiet bestätigt werden konnte, gibt SERAPHIM (1972: 18).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Grundmoräneablagerungen schwankt im allgemeinen zwischen 5 und 10 m; in einer Bohrung westlich Luherheide (R 92 970, H 68 580) wurden 12,5 m Grundmoräne durchteuft. Mit Annäherung an die Vereisungsgrenze geht die Mächtigkeit der Grundmoräne gegen 0 m, oder es ist – wie etwa im Wüstener Hügel- und Bergland – nur noch eine Steinsohle aus einzelnen Grobgeschieben erhalten geblieben.

In den Subrosionssenken des Blattgebiets variiert die Mächtigkeit der Grundmoräne noch stärker, je nach Senkungsaktivität. Dort wurde in Bohrungen eine Schwankungsbreite zwischen 1 und 27 m (Subrosionssenke von Donop-Dörentrup) festgestellt.

Aufschlüsse: Die ehemaligen Abbaustellen von mehreren Ziegeleien im Blattgebiet sind heute nicht mehr aufgeschlossen. Zur Zeit der Geländeaufnahme war die Grundmoräne vorübergehend im Liegenden des Sand- und Kiesabbaus (Nachschüttssand) der Firma Pampel (vorm. Grube Brand) südlich von Leese (R 90 880, H 66 820) zu sehen.

3.6.1.2.2.5 Nachschüttssand (D,S,gf(2))

Vor dem zurückweichenden Eisrand füllten erneut Schmelzwasserströme mit großer Transportkraft Täler oder Rinnen durch mächtige Sandkörper auf, die – auf Grundmoräne lagernd – als Nachschüttssand angesprochen werden. Ihr Ausstrichbereich ist durch eine meist schwachwellige bis flachkuppige Geländegestalt gekennzeichnet. Im Blattgebiet werden sie jedoch weitgehend von einer dünnen Lößlehmdecke verhüllt.

Gesteine: Die Lockersedimente bestehen vorwiegend aus schwach schluffigem, fein-, weniger grobkörnigem Mittelsand mit geringem Fein- und/oder Mittelkiesgehalt. Die Sande zeigen ausgeprägte Schräg- und Kreuzschichtung, die auf einen häufigen Wechsel der Schüttungsrichtung deutet. Einzelne Lagen keilen auf kurzer Entfernung aus oder führen mitunter linsenförmige Einschaltungen feinsandiger Tone. Teilweise ist die Abfolge durch wechselnde Korngrößen deutlich geschichtet. Die Farben sind hellbraun bis braun, graubraun und gelbbraun bis weißgrau und rotbunt.

Die Kiesfraktion besteht im wesentlichen aus heimischem Material, dem jedoch – im Unterschied zum Vorschüttssand – ein deutlich höherer Anteil an nordischen Geschieben beigemischt ist, teilweise mehr als 20 %.

Verbreitung: Nachschüttssand tritt auf dem Geländerücken zwischen Lemgo-West und Leese zutage, wo er in der ehemaligen Grube Brand etwa seit Mitte der 60er Jahre für die Bauindustrie abgebaut wird. Weitere flächenmäßig größere Vorkommen liegen westlich der ehemaligen Ziegeleigruben Krüger und Rehme in Lemgo, westlich von Laubke und zwischen Brake und Stucken.

Mächtigkeit: Der Nachschüttssandkörper erreicht zwischen Lemgo-West und Leese mit 7 – 10 m (südöstlich Stute) seine größte Mächtigkeit. Die Vorkommen südlich der Bega wurden in Bohrungen mit 2 – 5 m Mächtigkeit durchteuft.

Aufschluß: Zur Zeit der Geländeaufnahme waren in der Sandgrube Pampel, vormals Grube Brand, südlich von Leese (R 90 880, H 66 820) etwa 6 m Nachschüttssand über Grundmoräne aufgeschlossen.

3.6.1.3 Oberpleistozän

Zu Beginn des Oberpleistozäns setzte sich die schon seit der ausgehenden Drenthe-Zeit andauernde Abtragung saalezeitlicher Sedimente fort. Das dabei herauspräparierte Relief ist weitgehend bis heute erhalten geblieben, auch wenn es weitflächig von jüngeren weichselzeitlichen Bildungen überdeckt ist.

Ablagerungen der Eem-Zeit sind im Blattgebiet nicht eindeutig nachgewiesen. Zu vermuten ist jedoch, daß – ähnlich wie auf den Nachbarblättern Bad Salzuflen (KNAUFF 1978: 65), Detmold (FARRENSCHON 1986: 92) und Herford (DEUTLOFF 1995: 85) – eemzeitliche Sedimente als Bach- und Flußablagerungen in abflußlosen Senken, vornehmlich Subrosionssenken, als humos-torfige Bildungen abgesetzt wurden und erhalten blieben (s. auch SCHÜTRUMPF 1980: 65). Palynologische Untersuchungen an Bohrproben erbrachten jedoch für das Blattgebiet kein eindeutiges Ergebnis.

Die letzte Inlandeismasse kam bereits nördlich der Elbe in Schleswig-Holstein zum Stillstand. Die Weichsel-Zeit beeinflusste den lippischen Raum damit nur durch ihr periglaziales Klima. Die Flüsse schnitten sich tiefer in den Untergrund ein; Frostverwitterung führte zu großen Fließbewegungen an den Berghängen (Fließerde), und starke Winde überprägten die Landschaft mit äolischem Feinmaterial (Löß).

3.6.1.3.1 Weichsel

In der Weichsel-Zeit unterlag der nordwestdeutsche Raum den klimatischen Schwankungen einer Periglazialzeit mit langen, kalten Wintern und kurzen, warmen Sommern. Nur kurzfristig kam es während der mehrfachen Rückschmelzphasen zu einer leichten Klimaerwärmung, die zu einer Ausbreitung der Vegetation führte. Ansonsten war der unter Dauergefrorenis liegende Boden mehr oder weniger vegetationslos und gegen Windausblasung weitgehend ungeschützt.

Im Blattgebiet setzten sich großflächig fluviatile und äolische Sedimente ab. In der Frühglazialzeit schnitten sich – bedingt durch die Tieferlegung der Erosionsbasis in der Nordsee – die Flußsysteme in den Untergrund ein. Durch Frostverwitterung entstanden große Mengen von Gesteinsschutt, die von den Gewässern aufgenommen, umgelagert und als Schotter in den Taleinschnitten zurückgelassen wurden (Niederterrasse). Flußtäler und Terrassen entwickelten ihre heutige Form.

Die Hochglazialzeit als kältester Klimaabschnitt der Weichsel-Zeit war vermutlich eine sedimentationsarme Periode. Erst im ausgehenden Hochglazial führten wechselnde Gefrier- und Auftauvorgänge in den obersten Bodenmetern zu breitflächigen Bodenfließbewegungen in den Hangbereichen (Fließerde). Aus der vegetationsarmen Landschaft wurde in der Folgezeit feinkörniges Material aufgeweht und bei vorherrschend westlichen Winden als Löß in der Bega- und Ilsetalebene, aber auch auf den Hochflächen, abgelagert.

3.6.1.3.1.1 Niederterrasse (N)

In den Talauen von Bega und Ilse wurden unter einer holozänzeitlichen Auenlehmdecke stellenweise mehrere Meter mächtige Fluß- und Bachablagerungen durchteuft, die nirgendwo zutage anstehen. Diese Terrassensedimente werden der Niederterrasse des weichselzeitlichen Frühglazials zugeordnet. Da sich nach Ablagerung des Sand- und Kieskörpers die Bäche nicht tiefer in den Untergrund einschnitten, bildet die Niederterrasse im Blattgebiet keine eigene Verebnung oder Terrassenkante aus, sondern füllt lediglich die zu Beginn des Weichsels eingetieften Rinnen auf.

Gesteine: Die Zusammensetzung der Niederterrasse wird von den jeweils im Einzugsbereich der Bäche anstehenden Sedimentgesteinen bestimmt; nur vereinzelt findet man auch nordisches Material (Granit, Flint). Sie besteht aus einem sandigen, stellenweise schwach schluffigen Kiesgemenge mit wechselnden Anteilen gröberer Gerölle, die im Bega- und Ilsetal weitgehend gut kantengerundet sind. Als maximale Schotterlänge wurden 12 cm gemessen.

Die Kiesfraktion setzt sich vorwiegend aus buntem, das heißt grauem, grünlich- und weißlichgrauem, braunem, graubraunem und braunrotem Keuper-Material (Ton-, Schluff-, Feinsandstein, z. T. quarzitisches) mit wenig grauen Kalk- und Mergelsteinen des Muschelkalks sowie einzelnen Gipsresiduen zusammen. Die sandigen Partien sind graubraun, braun, gelblichbraun und weißlichgrau und entstammen weitgehend dem angrenzenden Vorschüttungskörper. In den kleineren Nebentälern ist der bunte Keuper-Kies nur schwach gerundet und kommt dort eingelagert in einer schluffig-sandigen Matrix vor.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Niederterrasse schwankt zwischen 7 und 9 m. Es sei angemerkt, daß bei Spülbohrungen in Subrosionssenken zum Teil keine eindeutige Abgrenzung zu den liegenden Abschwemmassen möglich war.

3.6.1.3.1.2 Fließerde („fl“)

In den feucht-kalten Abschnitten der Weichsel-Zeit entwickelte sich der für ein Periglazialklima typische Dauerfrostboden. In den sommerlichen Auftauperioden waren die oberflächennahen Schichten stark wassererfüllt und gerieten in Hanglagen infolge Wasserübersättigung ins Gleiten (DAHM 1958: 31). Die sich wiederholenden Auftau- und Gefriervorgänge bewirkten eine Durchmischung und Auflösung älterer Strukturen. Vorherrschende mechanische Verwitterungsprozesse griffen durch Frostsprengung zudem die oberflächennahen Gesteine an, und der anfallende Blockschutt wurde in einer sandig-tonigen Schluffmasse – dem Gefälle folgend – hangabwärts transportiert. Begünstigend für die Auslösung der Fließbewegung (Solifluktion) ist neben einem Mindestwassergehalt auch ein hoher Schluffanteil in der Bodenmasse. Auch die abschwemmende Wirkung der Niederschläge trägt wesentlich zur Massenumlagerung bei. Nach ACKERMANN (1955: 337) genügt bereits eine Hangneigung von 2 – 3°, um ein Abrutschen von gelockertem Gesteinsmaterial auf oberflächlich aufgetautem Dauerfrostboden auszulösen. Manchmal liegen die Schuttmassen auch noch im Nahbereich des Ausgangsgesteins und sind dort zum Teil mit äolischem Lößlehm (vgl. Kap. 3.6.1.3.1.3) vermengt („Hochflächenlehm“).

Gesteine: Die Fließerde ist ein weitgehend strukturloses Gemenge verschiedener Korngrößen; mitunter zeichnet sie sich durch eine knäuelig-verwürgte Schichtung aus. Ihre Zusammensetzung ist abhängig von dem hangaufwärts anstehenden Gesteinsmaterial. Verbreitet ist eine feinkörnige Grundmasse aus sandig-tonigem Schluff mit wechselnden Anteilen der verschiedenen Komponenten. Je nach Ausgangssubstrat kann die Matrix eckige bis angerundete Gesteinsbruchstücke in unterschiedlicher Menge, Größe und Härte führen; der Grobanteil erreicht Zentimeter- bis Dezimetergröße. Eine nennenswerte Sortierung nach der Korngröße hat bei der Umlagerung nicht stattgefunden. Die Farben schwanken zwischen braun, hellbraun, rötlichbraun, grünlichgrau, grau und weißgrau; stellenweise zeigt sich eine rostfarbene Bänderung.

Die Fließerde im Verbreitungsgebiet des Muschelkalks besteht aus Ton bis Tonmergel mit grobstückigen Komponenten aus Kalk- bis Kalkmergelstein. Im Bereich des Buntsandsteins und des Unteren Keupers führt die tonig-schluffige Grundmasse Ton-, Schluff- und Sandsteinbröckchen sowie größere quarzitisches Sandstein-, mitunter Dolomitsteineinschlüsse. Am Unterhang des Mittleren Keupers überwiegt eine schluffig-tonige Matrix, durchsetzt mit Tonstein- und weniger Sandsteinbröckchen. Bedecken Sandsteine des Oberen Keupers die Anhöhe, so finden sich zudem auch eckige quarzitisches Sandsteinblöcke.

Die Fließerde enthält in ihrem oberen Abschnitt mitunter einen erheblichen Anteil kalkigen Schluffs (= unverwitterter Löß) und geht ohne deutlich erkennbare Grenze in den meist auflagernden, zum Teil ebenfalls solifluidal umgelagerten Löß (= Lößfließerde) über. Lößfließerden wurden bei der Kartierung nur dann als Fließerde angesprochen, wenn das Lößmaterial noch einen großen Anteil an Gesteinsbruchstücken führte. Aufgrund der Schwierigkeit, die Lößfließerde in Bohrungen von anderen Lößderivaten abzutrennen, wurde sie gewöhnlich mit dem Löß zusammengefaßt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Fließerde tritt an Berghängen verstärkt in Unterhanglagen auf; sie wirkt morphologisch ausgleichend. Die Mächtigkeit in den Hangbereichen schwankt in der Regel zwischen 0,2 und 0,8 m; damit ist sie aber ohne ein umfangreiches Schürfprogramm in der geologischen Karte nicht darstellbar. In Bohrprofilen ist eine Unterscheidung von angewittertem Festgestein und steiniger Fließerde so gut wie nicht möglich.

Die Fließerde wird weitgehend von Löß überdeckt oder – unter der Sohle vieler kleiner Nebentäler – auch von holozänem Auenlehm. Sie ist infolgedessen wesentlich weiter verbreitet, als es die Darstellung in der geologischen Karte vermuten läßt.

Die größten Mächtigkeiten mit bis zu 6 m wurden am Südabfall des Netling und des Piepenkopfes sowie südöstlich von Lattberg durchteuft.

3.6.1.3.1.3 Löß, Lößlehm, Lößfließerde (**Lö**)

Während der ausgeprägten periglazialen Klimabedingungen in der Weichsel-Zeit konnte sich großräumig nur ein geringer Pflanzenbewuchs ausbreiten, so daß der Boden ungeschützt der Windeinwirkung ausgesetzt war. Aus pleistozänen Ablagerungen wie der Grundmoräne, den Schotterfluren der Bäche und Flüsse, den Schmelzwassersanden, aber auch dem Verwitterungsschutt des Gebirges, wurden große Mengen Gesteinsstaub ausgeblasen und als homogener, ungeschichteter und gut sortierter Löß abgelagert. Für Westeuropa nimmt man an, daß es sich im wesentlichen um West- bis Nordwestwinde handelte, nachdem eine Abnahme der Korngrößen in östlicher Richtung nachgewiesen ist (LIEDTKE 1981: 168). In den Mittelgebirgsregionen weicht die wirksame Windrichtung reliefbedingt sicherlich von der großräumigen ab.

Gesteine: Löß besteht bis zu 80 % aus Schluff mit etwa 50 – 70 % Grobschluffanteil; er kann 10 – 20 % Ton- und bis zu 5 % Feinsandkomponenten führen. Der Kalkgehalt liegt zwischen 5 und 15 % CaCO_3 . Löß ist gelbbraun bis hellbraun, auch graubraun

oder ockerfarben, mitunter hellbraungrau marmoriert oder rostfleckig. In Talsenken unterhalb des Grundwasserspiegels nimmt er durch Eisenreduktion eine graue bis grünlich-graue oder weißgraue Farbe an.

Die Hauptbestandteile des Lösses sind nach SPEETZEN (1990: 41) Quarz (55 – 65 %), Glimmer (bis ca. 15 %), Calcit (10 – 15 %), Feldspat (bis ca. 10 %) sowie Kaolinit und Montmorillonit (bis ca. 15 %). Die Schwermineralanalyse einer Lößlehmprobe (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab recht hohe Gehalte an stabilen Mineralen (38,5 %; davon 27,5 % Zirkon, je 5 % Turmalin und Rutil, 1 % Anatas), daneben 46 % Epidot, je 6,5 % grüne Hornblende und Granat, je 1 % Disthen und Klinopyroxen sowie 0,5 % Zoisit.

Unverwitterter, primär kalkhaltiger Löß wurde nur in Bohrungen unterhalb von 1,5 bis 2,5 m angetroffen. In der Regel ist aber die gesamte Lößfolge im Blattgebiet während des Holozäns durch verwitterungsbedingte Tonmineralbildung und Tonverlagerung stark verlehmt und zu einem kalkfreien Lößlehm umgewandelt, wobei eine verstärkte Braunfärbung durch neugebildetes Eisenoxihydrat hervorgerufen wurde.

Durch den Entkalkungsvorgang ändern sich die mechanischen Eigenschaften des Lösses; er wird zäh und fließfähig. In weiten Bereichen ist der Lößlehm daher durch Bodenfließen (Solifluktion) umgelagert und meist mit Gesteinsbrocken des oberhalb Anstehenden vermischt. Wie bereits in Kapitel 3.6.1.3.1.2 beschrieben, treten sämtliche Übergänge zwischen Lößlehm und Fließerde auf. Insbesondere an den Unterhängen der Höhenzüge wird aus verschwemmtem oder solifluidal umgelagertem Lößlehm eine Lößfließerde; sie führt teilweise eckige Gesteinsbruchstücke von 1 – 3 cm Größe mit sich; ebenso kann sie einen erheblichen Anteil kalkigen Schluffs enthalten.

Altersstellung: In den Lößprofilen konnten keine Bodenhorizonte einer möglichen früheren Warmzeit nachgewiesen werden. Somit entstammt der heute im Blattgebiet vorhandene Löß ausschließlich der jüngsten Kaltzeit. Nach neuesten Erkenntnissen setzte die Lösssedimentation bereits im Verlauf des Frühglazials (Moershoofd) ein (SKUPIN 1991: 55).

Verbreitung: Eine unterschiedlich mächtige Lößlehmdecke verhüllt heute weitgehend die breiten Niederungen der Bega- und Ilsetalebene und legt sich bis etwa +200 m NN an den Südwesthang des Taller Berglandes und der Lemgoer Berge an. Der Lößlehm wirkt dabei deutlich reliefausgleichend, indem er die Höhenrücken nahezu frei ließ oder nur mit einem dünnen Schleier (20 – 30 cm) bedeckte, dagegen in den Senkungsgebieten akkumulierte. In der geologischen Karte wurde er jeweils dort dargestellt, wo er größere Bereiche mit mehr als 60 – 80 cm überdeckt.

Mächtigkeit: Größere Lößlehm-mächtigkeiten wurden nordwestlich von Kirchheide (2,5 – 4,7 m), östlich des Mönkebergs (4 m), südöstlich von Friedrichshof (4,2 m), am Neuenturmhof nördlich von Entrup (5,1 m) und westlich von Spork, wo mit 5,5 m die größte Mächtigkeit durchteuft wurde, nachgewiesen. Unverwitterter, kalkhaltiger Löß wurde in Bohrungen östlich des Mönkebergs (1,9 m), bei Brökerberg (1,2 – 1,6 m), westlich von Spork (1 – 3 m) und zwischen Mühlenberg und Hagendonop (1,3 – 1,8 m) jeweils unter einer Lößlehmdecke angetroffen.

3.6.2 Holozän

Die erste anhaltende Klimaverbesserung nach dem Weichsel-Spätglazial, in der eine wärmeliebende Vegetation in den lippischen Raum einwandern konnte, wird als Beginn des Holozäns angesehen. Die äolischen und erosiven Vorgänge setzten sich aber bei künstlicher oder natürlicher Zerstörung der Vegetationsdecke bis in den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte fort.

Ablagerungen des Holozäns im Blattgebiet sind die jüngsten Lockersedimente im Bereich der Talauen, die Niedermoor torfe sowie anthropogene Aufschüttungen. Eine stratigraphische Abgrenzung des Holozäns gegen das Oberpleistozän ist mangels zusammenhängender Profile und eindeutig datierbarer humoser Horizonte nicht möglich.

Beherrschender geologischer Vorgang während des Holozäns war die Ausgestaltung der Talauen; sie zeichnen den Verlauf des natürlichen Oberflächenabflusses nach. Je nach Beschaffenheit des Einzugsgebiets können die Talauenablagerungen mehr sandig, schluffig oder tonig bis mergelig mit stellenweise deutlichem Humusgehalt ausgebildet sein. Die Zusammensetzung wechselt oft kleinräumig sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung; eine differenzierte Darstellung war daher nicht möglich.

Ausdehnung und Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente sind von der Wassermenge eines Fließgewässers und seinem Fließgefälle abhängig. Die Hauptbäche des Blattgebiets haben stellenweise tiefe, jedoch wechselnd breite Taleinschnitte bewirkt. In flachen Abschnitten der Niederungen – so etwa der Bega bei Lemgo oder der Ilse südöstlich von Leese – wurden bis zu 500 m breite Talauen ausgeräumt, die mit maximal 4 m mächtigen Auensedimenten ausgefüllt sind. Charakteristisch für solche Talabschnitte war dort die Neigung der holozänen Bäche und Flüsse zur Mäanderbildung, wie etwa beim unbegradigten Lauf der Bega.

Hohe Grundwasserstände in einer feuchten Klimaperiode führten vor allem in der Mittleren und Späten Wärmezeit (Atlantikum und Subboreal) in inaktiv gewordenen Rinnen und Talauen zur Entstehung von Niedermoo ren, zuweilen auch nur von anmoorigen Flächen.

In unserer heutigen Zeit sind die Eingriffe des Menschen in die Landschaft nicht unerheblich. So werden in aufgelassenen Steinbrüchen Deponien angelegt, Abraummaterial lagert auf Halden, Abfälle füllen viele kleine ehemalige Abbaugruben, künstliche Dämme werden für Schienenwege, Straßen und Bebauungsflächen angeschüttet und alte Bach- und Flußläufe verändert.

3.6.2.1 Auenlehm (L,ta)

Auenlehm bildet im Blattgebiet als mehr oder weniger geschlossene Decke die Talböden der ständig fließenden Gewässer. Er entstand durch periodische oder episodische Hochwässer im Überschwemmungsgebiet der Bach- und Flußtäler (HINZE et al. 1989: 28). Der Auenlehm liegt in der Regel auf der durch Erosion geschaffenen unebenen Oberfläche sandiger Kiese der Niederterrasse, den tertiären Lockersedimenten oder dem triassischen, stellenweise liassischen Festgestein. Er besteht aus dem Material, das in den von den Bächen durchflossenen Gebieten ansteht. Überwiegend stammen die Sedimente

von den großflächigen Ton- bis Mergelton- und Sandsteinausstrichen des Keupers und Lias mit deren jeweiligen Verwitterungsbildungen; untergeordnet machen sich auch die Kalk- und Mergelsteine des Muschelkalks bemerkbar. Beteiligt sind zudem die pleistozänen drenthezeitlichen Ablagerungen sowie weichselzeitliche Fließerde und umgelagerter Löß, die in die Wasserläufe eingeschwemmt wurden. Nicht zuletzt sind die Bachablagerungen auch stark anthropogen beeinflusst – ausgelöst durch Abspülvorgänge an Hängen, die mit den frühen Waldrodungen in unmittelbarer Verbindung stehen.

Gesteine: Der Auenlehm besteht generell aus schwach feinsandigem, mitunter tonigem und lagenweise grobsandig-kiesigem, kalkfreiem bis schwach kalkhaltigem Schluff; je nach Einzugsgebiet tritt die eine oder andere Komponente verstärkt auf. Die Analyse eines Auenlehms aus einer Bohrung im Begatal bei Neuenkamp erbrachte 65 % Schluff, 12 % Ton, 6 % Fein-, 4 % Mittel-, 3 % Grobsand sowie 4 % Fein- und 6 % Mittelkies. Der hohe Schluffanteil ist auf eingeschwemmten Löß zurückzuführen; die tonigen Bestandteile entstammen der angrenzenden Grundmoräne und den tonigen Verwitterungsprodukten der umliegenden Festgesteine. Stellenweise schalten sich humose bis torfige Lagen ein, in denen auch Pflanzenhäcksel und Holzreste beobachtet wurden. Der Auenlehm ist braun, graubraun, weißgrau bis grau und schwarzbraun, je nach dem Gehalt an humosen Bestandteilen. Er ist meist wassergesättigt, unverfestigt und oft von breiiger Konsistenz.

Nur geringfügig eingesenkte und breite Talauen verfügen über morphologisch sehr unscharfe Randbegrenzungen, die häufig noch durch landwirtschaftliche Bearbeitung überprägt sind. Am Talrand verzahnt sich der Auenlehm häufig mit Lößlehm, Fließerde oder Schmelzwassersanden.

Altersstellung: Pollenanalytische Untersuchungen zweier Torfhorizonte des Auenlehms in Bohrungen bei Neuenkamp enthielten ein holozänes Pollenspektrum mit einem Baumpollenanteil von 59 – 66 % *Alnus* (Erle), 16 – 19 % Eichenmischwald (EMW) und 5 bis 20 % *Fagus* (Buche); der Farnanteil am Gesamtpollenspektrum betrug 19 – 26 %. Als Alter wurde die Wende Subboreal/Subatlantikum (Späte Wärmezeit/Nachwärmezeit) bestimmt. Schluffige, stark humose Sedimente im Liegenden enthielten 65 % *Alnus*, 18 % EMW, 7 % *Pinus* (Kiefer) und 10 % verschiedene Baumpollen. Der Farnanteil am Gesamtpollenspektrum betrug 18 %. Diese Probe wurde dem Atlantikum (Mittlere Wärmezeit) zugeordnet (Untersuchungen H.-W. REHAGEN u. H. VON SCHILLING, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Auenlehmdecke beträgt im Schnitt 1 – 2 m, in den breiteren Talauen bis zu 3 m; maximal wurden im Begatal bei Lemgo sowie im Ilsetal südöstlich Leese jeweils bis zu 4 m erbohrt. In den kleineren Bachauen und jungen Abflüssen können aber auch nur wenige Dezimeter Auenlehm abgelagert worden sein. Um das Abflusnetz im Blattgebiet zu verdeutlichen, wurde in der geologischen Karte in diesen Fällen jedoch auf eine Zweischichtendarstellung verzichtet.

3.6.2.2 Niedermoor (,Hn)

In der nacheiszeitlichen Periode – verstärkt seit dem Atlantikum – setzte in Talniederungen flächenhaft Moorbildung ein (FIRBAS 1949, OVERBECK 1975). Im Blattgebiet entstanden in den Talauen von Bega und Ilse eine Reihe kleinerer Vorkommen

von Niedermoortorfen in Flach- und Verlandungsmooren. Die Niedermoortorfe liegen in isolierten ehemaligen Mäanderbögen vornehmlich dort, wo sich die Bäche eine breite Talauie geschaffen haben, wie etwa östlich von Büllinghausen oder südöstlich von Leese; sie entstanden aber auch unter dem Einfluß hoher Grundwasserstände und in Quellmulden. Offensichtlich besteht zudem ein Zusammenhang mit der Bildung von Subrosionssenken in Talauen, in denen die permanente Bodensenkung zu einer dauernden Übernässung und damit zur Vermoorung geführt hat. Durch künstliche Tieferlegung der Bäche sind die Moorflächen heute teilweise trockengelegt und in Wiesen umgewandelt.

Gesteine: Der weichplastische, nur wenig tragfähige und mitunter kalkhaltige Moorboden besteht aus dunkel- bis schwarzbraunen und schwarzgrauen abgestorbenen Pflanzenresten (Torf) mit mehr oder weniger starken mineralischen Anteilen von eingeschwemmtem Sand, Schluff und Ton. Die pflanzlichen Bestandteile sind überwiegend Schilf- oder Seggentorf, seltener stark zersetzter Bruchwaldtorf mit *Alnus* (Erle) als dominierender Baumart.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Niedermoorbildungen erreicht kaum 1 m; im Schnitt sind es 40 – 70 cm. Mitunter treten auch nur etwa 10 – 30 cm starke humusreiche Schluffe und Tone auf (Anmoorbildungen), die aber nicht kartiert wurden. Die größte Mächtigkeit wurde im Niedermoorvorkommen „In den faulen Wiesen“ in Lemgo (R 94 130, H 66 550) mit 2,3 m durchteuft (Subrosionssenke).

3.6.2.3 Künstliche Aufschüttung („y“)

Bei den künstlichen Aufschüttungen im Blattgebiet handelt es sich um natürliche Abfallstoffe oder um Abraum ehemaliger Sand- und Tonabbau- sowie Steinbruchbetriebe. Hausmüll, Bauschutt, Bodenaushub, Straßenbaumaterial, forstwirtschaftliche Abfälle und dergleichen wurden in aufgelassene Sandgruben sowie Ton-, Mergel- und Sandsteinbrüche – teilweise auch unkontrolliert – eingebracht. Daneben gibt es sicherlich noch zahlreiche Altablagerungen, deren Existenz und damit Lage allerdings unbekannt sind.

Großflächige künstliche Aufschüttungen wurden bei der Anlage von Sportplätzen (z. B. Kirchheide), bei Industrieerweiterungen (Industriegebiet Lemgo-Grevenmarsch), in Taleinschnitten (z. B. nördlich Neuenkamp) oder beim Bau von Dämmen für neue Straßenführungen (z. B. L 712 bei Voßheide) vorgenommen. Daneben gibt es Halden mit Abraummaterial (z. B. ehemaliger Kalksteinbruch am Selser Berg) und zahlreiche Auffüllungen aufgelassener Abbaugruben, darunter als Großverfüllung die „Verbunddeponie der Abfallbeseitigungs-GmbH Lemgo“ im östlichen Teil des ehemaligen Tagebaus der Dörentruper Sand- und Thonwerke; der Abraum dort ist beispielsweise in einer Bohrung mit 20 m Mächtigkeit nachgewiesen.

Die landschaftlichen Veränderungen durch den Menschen häufen sich im Einzugsbereich von Siedlungen und Städten. Ein Teil der Ablagerungen ist heute mit kulturfähigem Bodenmaterial überdeckt und wird forst- oder landwirtschaftlich genutzt. In Neubaugebieten gibt es oftmals kleinere Aufschüttungsflächen, die meist weniger als 2 m mächtig sind; sie konnten in die geologische Karte nicht aufgenommen werden. Ebenfalls ohne besondere Signatur blieben die Dämme der Eisenbahnlinie Lage – Barntrop und verschiedene Straßenbauten.

In die geologische Karte aufgenommen wurden rund 110 Flächen mit künstlicher Aufschüttung. Die Informationen dazu stammen aus Vergleichen älterer topographischer Karten – seit der Erstausgabe der preußischen Landesaufnahme 1910 – mit der neuesten topographischen Karte, aus dem Altlastenkataster des Staatlichen Amtes für Wasser- und Abfallwirtschaft, Minden, aus Projekten zur Untersuchung von Altablagerungsstandorten der Stadt Lemgo und der Bezirksregierung Detmold sowie aus eigenen Geländebeobachtungen. Vollständigkeit war dennoch sicherlich nicht zu erreichen. Eine Differenzierung nach dem Schüttgut wurde nicht vorgenommen.

4 Gebirgsbau

Der präquartäre Festgesteinsuntergrund des Blattgebiets ist in zwei deutlich getrennte Stockwerke gegliedert. In ca. 1 400 – 1 700 m Tiefe liegt die Oberfläche der seit der Wende Westfal/Stefan gefalteten Ablagerungen des Oberkarbons, die zum südlichen Bereich der subvariscischen Vortiefe gehören. Aus den dem Blattgebiet benachbarten Tiefbohrungen geht hervor, daß die Festgesteine großenteils dem Namur angehören; nur im äußersten Nordwesten und im Südosten des Blattgebiets werden auch Ablagerungen des Westfals A vermutet (vgl. Abb. 3, S. 18).

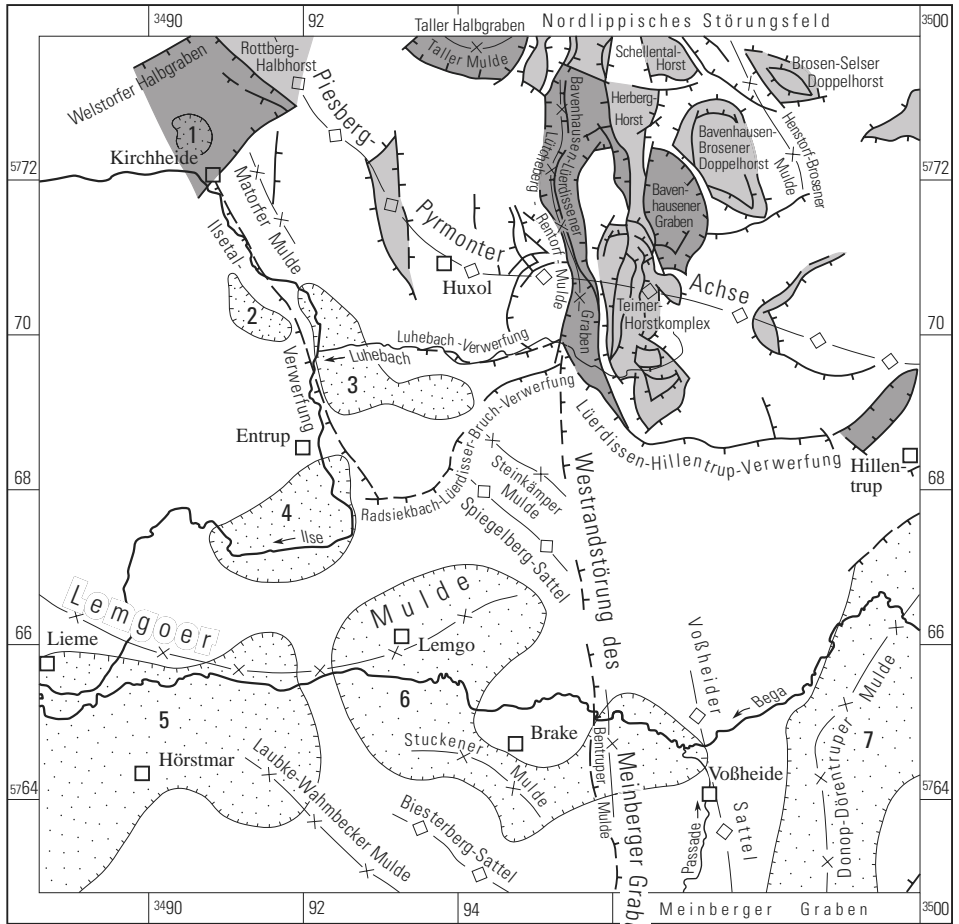
Diskordant überlagert wird das Grundgebirge durch permische, triassische und liassische Abfolgen, die nach klassischer Auffassung einen Teil des Saxonischen Gebirges („Saxonien“, RICHTER-BERNBURG 1977: 11) bilden, das von Bruchtektonik und von Veränderungen durch halokinetische Vorgänge sowie durch Subrosion löslicher Gesteine geprägt worden ist.

BOIGK (1968: 870) bezeichnete den Bereich des Saxonikums von der Pompeckjschen Scholle im Norden bis zur Rheinischen Masse im Süden als Niedersächsisches Tektogen. Ein darin liegendes kleineres tektonisches Element ist die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle (HAACK 1925: 33), die im Norden vom Wiehen-Wesergebirge und im Süden vom Teutoburger Wald eingefafßt wird. Der Nordwest-Südost-Streichrichtung dieser Schwelle folgt eine weithin sich erstreckende Sattelstruktur, die Piesberg-Pyrmonter Achse, die den Nordosten des Blattgebiets durchquert. Nahezu parallel dazu streicht im Süden die breite Lemgoer Mulde, entlang deren Verlauf in der jüngeren Erdgeschichte tiefe Subrosions-senken entstanden.

Verschiedene tektonische Richtungen innerhalb des Blattgebiets (Abb. 5) weisen darauf hin, daß es von Gebirgsbildungsprozessen unterschiedlicher Großstrukturen beeinflufßt wurde; so von den Bewegungen innerhalb des Niedersächsischen Tektogens mit vorwiegend Nordwest-Südost-Richtungen, aber auch durch Vorgänge bei der Entstehung der Hessischen Senke, deren westliche Begrenzung durch die Westrandstörung des Meinberger Grabens markiert wird (ROSENFELD 1977: 35). In der östlichen Blatthälfte überwiegen daher Nord – Süd gerichtete Strukturen. Hinzu treten die durch halokinetische Erscheinungen im Taller Bergland und in den nördlichen Lemgoer Bergen und durch Subrosion modifizierten Schichtlagerungsverhältnisse.

4.1 Lagerungsverhältnisse

Über den Bau des gefalteten präpermischen Untergrundes liegen aus dem Blattgebiet selbst keine Erkenntnisse vor. Aus den nächstgelegenen Tiefbohrungen und Beobachtungen im Nordostteil des Rheinischen Schiefergebirges läßt sich aber schließen, daß die Faltenachsen sehr wahrscheinlich Südwest – Nordost verlaufen.



Subrosionssenkung von

- | | | | |
|---|------------------------|---|---------------------|
| 1 | Kirchheide-Welstorf | 5 | Hardissen-Hörstmar |
| 2 | Brökerberg | 6 | Lemgo-Brake-Bentrop |
| 3 | Bredaerbruch-Luerheide | 7 | Donop-Dörentrop |
| 4 | Leese-Ilsetal | | |

Horst-
struktur

Graben-
struktur



Störung
(vermutet)



Sattel



Mulde

Die Schichten des Deckgebirges sind in weiten Teilen nur leicht verstellt. Das Schicht-einfallen beträgt im Schnitt bis zu 20°, maximal 40°. Lediglich im Bereich des Teimer-Horstkomplexes fallen die Schichten mitunter steil bis saiger ein. Auch die Versatzbeträge an den in der Regel steil stehenden Störungen sind dort mit über 200 m am größten. Lediglich am Schiefeberg wurden mit bis zu 200 m ähnliche Sprungbeträge festgestellt; im übrigen Blattgebiet wurden im allgemeinen Versätze von 20 – 130 m nachgewiesen. Auf- oder Überschiebungen wurden nicht beobachtet.

Zwischen dem Santelberg und Maßbruch verläuft eine nahezu Nord – Süd gerichtete Verwerfung (Weststrandstörung des Meinberger Grabens), von der angenommen wird, daß sie durchgängig wirksam war; sie teilt das Deckgebirge in zwei tektonisch unterschiedlich stark beeinflusste Gebiete. Der westliche Bereich wird großräumig durch die Piesberg-Pyrmonter Achse und die Lemgoer Mulde gegliedert. Beide Strukturen sind durch das Störungssystem der Ilsetal-Verwerfung voneinander getrennt; dabei sank der südliche Teil im Gegensatz zum nördlichen stärker ab. Während die Sattelstruktur nach einer kleinen Flexur auch östlich der Weststrandstörung des Meinberger Grabens ihre Nordwest-Südost-Streichrichtung fortsetzt, ist die Muldenstruktur dort nicht mehr zu verfolgen; ihr Verlauf nimmt zudem – aus nordwestlicher Richtung kommend – westlich von Lemgo eine ost-nordöstliche Streichrichtung ein.

Östlich der Weststrandstörung des Meinberger Grabens ist das Gebirge wesentlich komplexer gestaltet. Es dominieren Nord-Süd-Strukturen, die den Einfluß der Hessischen Senke widerspiegeln. Der Raum Lattberg – Brosen fällt durch seine ausgeprägten Bruchstrukturen mit mehreren Horst- und Grabenschollen auf. Die tektonischen Beulen sind vermutlich durch Salzbewegungen der Salinarvorkommen im Untergrund (mit-)verursacht worden. Südlich der nahezu Ost – West verlaufenden Lüerdissen-Hillentrup-Verwerfung, an der der südliche Teil bis zu 100 m abgesenkt wurde, herrscht bereichsweise die Nord-west-Südost-Streichrichtung vor. Erst in den Räumen Voßheide und Hagendonop – Neuenkamp zeigen sich wiederum Nord – Süd gerichtete Faltelemente (s. Abb. 5).

MESTWERDT (1911: 32) bezeichnete erstmals den Bereich der großräumigen Keuper-Verbreitung nördlich der Brakeler Muschelkalk-Schwelle als Lippisches Keuper-Gebiet. Auch das Blattgebiet – mit Ausnahme der von Lockergesteinen dominierten Bega- und Ilsetalebene – rechnete er dazu (MESTWERDT 1916: 4).

Der gesamte Ablagerungsraum gliedert sich in flachwellige Hebungs- und Senkungs-zonen – ausgenommen die Bereiche, in denen die Salztektonik stärkere Verbiegungen verursachte. Die großen tektonischen Einheiten im Blattgebiet sind die Piesberg-Pyrmonter Achse, das Nordlippische Störungsfeld mit dem Teimer-Horstkomplex als größter Heraushebung, die Ausläufer des Meinberger Grabens sowie die Lemgoer Mulde.

4.1.1 Piesberg-Pyrmonter Achse

Zwischen Halen an der Hase (TK 25: 3613 Westerkappeln) und Brevörde an der Weser (TK 25: 4022 Ottenstein) läßt sich eine ca. 110 km lange, zumeist Nordwest – Südost gerichtete Achse verfolgen, in deren Zentrum die jeweils stratigraphisch ältesten Schichten anstehen. Diese Piesberg-Pyrmonter Achse (STILLE 1910: 234) ist die tektonische Scheitellinie der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle. Sie durchquert das nördliche Blattgebiet zwischen dem Schweinsberg und dem Schiefeberg und wird dabei durch zahlreiche

Störungen und andere tektonische Strukturen gegliedert. Zwischen Welstorf und Huxol beträgt das Streichen der Sattelachse etwa 140°; nach einer kleinen Flexur zur Westrandstörung des Meinberger Grabens hin geht das Achsenstreichen auf etwa 110° zurück. Als Scheitelformationen treten Mittlerer und Oberer Buntsandstein, Muschelkalk und Unterer Keuper sowie – in einer Grabenscholle – Mittlerer Keuper zutage.

Die Sattelstruktur besteht aus einer Anzahl aneinandergereihter, teilweise auch gegeneinander versetzter, beulenartiger Aufwölbungen, die durch Depressionen oder Quergräben getrennt werden. Ein Störungsmaximum durchquert die Achse im Großraum Rentorf im Nordlippischen Störungsfeld, in unmittelbarer Umgebung der verlängerten westlichen Randverwerfung des Meinberger Grabens. Auf der Südwestflanke wird der Sattel durch steil einfallende, streichende Abschiebungen, an denen Unterer gegen Mittleren Keuper verstellt ist, gegen die Lemgoer Mulde begrenzt. Die teilweise wiederum durch Querverwerfungen versetzten Sprünge haben Sprunghöhen zwischen 20 und 50 m. Die Schichten auf beiden Sattelflanken sind außerhalb des Nordlippischen Störungsfeldes mit im Schnitt 15 – 20° nur mäßig stark geneigt.

Der nordwestlichste Hochbereich, mit dem die Piesberg-Pyrmonter Achse in das Blattgebiet eintritt, ist der schwach nach Südosten geneigte Rottberg-Halbhorst („Röntorfer Hochgebiet“, ROHDE 1963 b: 67). Mittlerer und Oberer Muschelkalk sowie Unterer Keuper sind an zwei Nordwest – Südost und einer Nordnordost – Südsüdwest streichenden Verwerfungslinien, die teilweise auf dem nördlichen Anschlußblatt 3819 Vlotho liegen, gegenüber Unterem Keuper und Gipskeuper herausgehoben. Die Sattelachse war zur Zeit der Geländeaufnahme in dem noch in Abbau befindlichen Kalksteinbruch Vollmer nordwestlich Niedermtalle direkt aufgeschlossen. Die Schichten fallen dort mit bis zu 15° nach Nordosten und Südwesten ein. Zahlreiche Abschiebungen mit Sprüngen zwischen einigen Zentimetern und wenigen Metern zerlegen den Gesteinskörper in eine Anzahl von Horsten, Halbhorsten sowie kleinen Gräben. Die Strukturmerkmale deuten sowohl auf eine vertikale als auch eine dehnende Beanspruchung hin; sie sprechen für eine durch vertikale Kräfte hervorgerufene Beulenstruktur oder für einen von abgesunkenen Schollen umgebenen relativen Hebungsbereich (SCHULZ, N. 1991: 267).

Ähnlich verhält es sich mit den Hebungs- und Senkungszone im weiteren Achsenverlauf bis nahe Rentorf; dort tritt bei Huxol („Huxoler Hebungszone“, MESTWERDT 1916: 73; „Huxoler Hochbereich“, ROHDE 1963 b: 74) als älteste Scheitelformation zusätzlich Oberer Wellenkalk zutage. Neben von ihren Sprunghöhen her eher unbedeutenden Quer- und Diagonalstörungen mit Horst-, Graben- und Halbgrabenstrukturen treten im Raum Huxol zusätzlich kleinere Spezialsättel und -mulden in Erscheinung. Das Schichteinfallen bleibt mit 5 – 20° gering.

Beiderseits der Piesberg-Pyrmonter Achse fallen zwei Tiefschollen auf – der Welstorfer und der Taller Halbgraben –, beide werden an drei Seiten von nahezu rechtwinklig sich schneidenden Verwerfungen begrenzt und sind auch zur Scheitellinie hin eingebrochen. Der Welstorfer Halbgraben erfuhr dabei einen mehrfachen Senkungsvorgang, bei dem die Kernzone aus Muschelkalk und Unterem Keuper zunächst gegen Unterem Keuper, dieser wiederum gegen mittleren Gipskeuper verworfen wurde. Nahezu im Zentrum des Halbgrabens hat sich durch Lösungsvorgänge im Zechstein-Salz die bis 20 m tiefe Subrosionssenke von Kirchheide-Welstorf gebildet (s. Kap. 4.1.5), in der tertiäre Ablagerungen erhalten blieben.

Der Taller Halbgraben („Taller Tiefscholle“, ROHDE 1963 b: 64) ist eigentlich eine Spezialmulde („Taller Mulde“, DEUTLOFF 1974: 121), deren leicht gebogene Achse nahezu in Ost-West-Richtung streicht. In Reliefumkehr haben sich auf dem Albernberg zwei Sandsteinkuppen des Oberen Keupers erhalten. Die sie umgebenden Schichten des Mittleren Keupers werden im Blattgebiet allseitig von steil einfallenden Verwerfungen gegen den Unteren Keuper mit Sprunghöhen bis zu 130 m verstellt.

Östlich von Niedermeien wird der Verlauf der Piesberg-Pyrmonter Achse durch weitere flache, kuppelförmige Muschelkalk-Hebungsgebiete in ihrem Fortstreichen markiert. Am Schiefeberg und am westlichen Kleeberg („Kleeberg-Hochbereich“, ROHDE 1963 b: 73) bildet Mittlerer Muschelkalk – nahezu allseitig von Störungen begrenzt – die älteste Scheitelformation.

Nordwestlich von Hillentrup ist in Nordost-Südwest-Richtung ein Graben eingebrochen, dessen Randstörungen Schichten des mittleren und höheren Gipskeupers gegen den Unteren Keuper und – am Südosthang des Schiefebergs – auch gegen Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalks verworfen haben. Die Sprunghöhen betragen bis zu 130 m, am herausgehobenen Schiefeberg auch bis zu 200 m.

Ähnliche Verhältnisse wie am Kleeberg zeigen sich südlich von Herbrechtsdorf („Lüdenhauser Hochbereich“, ROHDE 1963 b: 72) mit einer Westsüdwest – Ostnordost verlaufenden Sattelachse im unteren Hackedahl. Ihre westliche Fortsetzung grenzt an die im wesentlichen Nord – Süd ausgerichteten Strukturen des Nordlippischen Störungsfeldes und nimmt daher mit umlaufendem Streichen am südlichen Selser Berg einen Nordwest – Südost gerichteten Verlauf ein.

Die steilen Abschiebungen (Ilsetal-, Radsiekbach-Lüerdisser-Bruch- und Lüerdissen-Hillentrup-Verwerfung) auf der Südwestflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse stehen offensichtlich in genetischem Zusammenhang mit deren Streichrichtungsänderung. Da eindeutige Einengungsformen im gesamten Achsenverlauf nicht nachgewiesen sind, wird auch dort eine vertikale Krafteinwirkung als Ursache des Versatzes angenommen (ROHDE 1963 b: 108).

4.1.2 Nordlippisches Störungsfeld mit Teimer-Horstkomplex

Nordlippisches Störungsfeld ROHDE 1963 b

Im mittleren Abschnitt der Piesberg-Pyrmonter Achse im Blattgebiet fällt der Bereich zwischen Kalköfen, südöstlich von Lattberg, Henstorf, Brosen und dem Höhenrücken östlich des Kallbachs (= Kattbach) durch seinen abweichenden Baustil auf, nämlich durch ausgeprägte Bruchstrukturen mit vorwiegend in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Strukturelementen. Mehrere Horste, Doppel- und Halbhorste sowie Grabeneinbrüche auf engem Raum schufen ein insgesamt mosaikartiges Schollenhaufwerk, das im Westen durch die Weststrandstörung des Meinberger Grabens abgeschnitten wird. Gebiete flach lagernder, mit etwa bis 20° einfallenden Schichten wechseln mit solchen starker Schichtneigungen bis hin zur Saigerstellung.

Bereits MESTWERDT (1916: 69) erkannte, daß die Festgesteine des Unteren Keupers durchgängig flach gelagert sind, und dieses Niveau mithin als Bezugsfläche für Hebungs-

und Senkungsgebiete angesehen werden kann. Die stärkste Heraushebung erfuhr das als Teimer-Horstkomplex bekannte Gebiet zwischen Lattberg und dem Ostrand des Teimers, in dem nicht zu untergliedernde Schichten des Mittleren Buntsandsteins – umgeben von Oberem Buntsandstein – zutage treten. Alle Schollen werden von steilen Abschiebungen begrenzt, und diese bestätigen die schon erwähnten Vertikalkräfte, die, in Verbindung mit Salinartektonik, zu ihrem Entstehen führten.

Der westlichste und mit 4 km gleichzeitig auch längste Grabeneinbruch, der Bavenhausen-Lüerdissener Graben („Elend-Lüerdisser Keupergraben“, MESTWERDT 1916: 64; „Lüerdisser Graben“, ROHDE 1963 b: 66; „Leuchte – Lüerdissener Keupergraben“, DEUTLOFF 1974: 121), hat an den Randstörungen Versatzhöhen bis zu 130 m; dort wird Gipskeuper gegen Unteren Keuper verworfen. Der Graben hat eine Breite von 250 m im südlichen Teil und 900 m im nördlichen Abschnitt und erstreckt sich nahezu in Nord-Süd-Richtung von Lüerdissen bis zum Kallbachoberlauf. Im zentralen Teil zieht sich – in Reliefumkehr – über die Höhe des Lütcheberges bis in die nördliche Lemgoer Mark die Lütcheberg-Rentorf-Mulde. Im Muldenkern, der von streichenden Störungen mit Sprunghöhen bis zu 30 m nahezu nachgezeichnet wird, tritt im Grabenbereich stellenweise Schilfsandstein als jüngstes Schichtglied zutage, größtenteils ist es der Gipskeuper. Die südliche Muldenfortsetzung deutet sich an durch einen nördlich gerichteten Keuper-Vorsprung der Nordwest – Südost streichenden Steinkämper Mulde südlich von Lüerdissen mit Oberem Keuper als jüngster Kernfüllung. Im nördlichen Teil des Grabens bilden – nach einer Sprunghöhe von 60 m und um etwa 100 m nach Osten versetzt – Oberer Muschelkalk und Unterer Keuper die Fortsetzung der Schichtenfolge innerhalb des Grabens. Das Schichteneinfallen in der Umgebung der Lütcheberg-Rentorf-Mulde liegt bei 10 – 25°. Im Raum Bavenhausen hat sich ein kleiner, parallel verlaufender Spezialgraben ausgebildet.

Östlich des Bavenhausen-Lüerdissener Grabens und in nördlicher Verlängerung des Teimer-Horstkomplexes liegt der langgestreckte Herberg-Horst („Westbrosener Horstkomplex“, ROHDE 1963 b: 77), der mit dem Schellental-Horst, westlich von Brosen, eine weitere Beulenstruktur einschließt. Längs-, Quer- und Diagonalverwerfungen innerhalb der Horstzone zeigen einen stark gestörten Hebungsbereich. Eine Südsüdwest – Nordnordost gerichtete Muldenachse läßt Oberen und im zweiten Aufbruch Unteren Muschelkalk in der Kernzone zutage treten. Der Herberg-Horst hat eine nordsüdliche Längserstreckung von 1,8 km mit Sprunghöhen bis zu 80 m an den Randverwerfungen; die Längsachse des Schellental-Horstes, der nochmals bis zu 80 m herausgehoben wurde, verläuft Nordnordwest – Südsüdost. Westlich des Schellentals liegen weitere kleine Hebungsgebiete mit Unterem bis Oberem Muschelkalk.

Östlich von Bavenhausen erstreckt sich der Bavenhausener Graben („Bavenhausener Keuperversenkung“, MESTWERDT 1916: 73; „Bavenhausener Tiefscholle“ ROHDE 1963 b: 65; „Bavenhausener Mulde“, DEUTLOFF 1974: 121), der einen weiteren Grabeneinbruch umschließt. Die Sprunghöhen betragen jeweils bis zu 200 m. Die Schichten innerhalb des Grabens bilden eine Mulde mit einer Nordnordwest – Südsüdost gerichteten Achse. Als jüngstes Schichtenglied haben sich – analog zum Taller Halbgraben – auf zwei Bergkuppen die Basissandsteine des Oberen Keupers erhalten. Die Schichten fallen mit etwa 15° flach ein.

Südlich von Brosen findet man eine weitere bemerkenswerte, nach allen Seiten von Verwerfungen abgeschnittene, zweifache Aufwölbung. Auf einer Fläche von ca. 1 km² ist dort der Bavenhausen-Brosener Doppelhorst („Wellenkalkhebung von Brosen“, MESTWERDT 1916: 72; „Südbrosener Hochscholle“, ROHDE 1963 b: 81; „Brosener Horst“, DEUTLOFF 1974: 121) mit einer im wesentlichen Nord – Süd gerichteten flachen Sattelachse herausgehoben worden. Durch einen Mantel von Mittlerem Muschelkalk mit randlichen Erosionsresten von Trochitenkalk hat sich – ähnlich dem Schellental-Horst – ein zweiter, flach kuppelförmiger Horst geschoben. Seine Versatzhöhen betragen bis zu 100 m an der südlichen Randverwerfung, ansonsten 20 – 40 m. Als älteste Scheitelformation tritt Unterer Wellenkalk zutage, der im nördlichen Teil des inneren Horstes von einer Diagonalstörung verworfen wird. Den äußeren Mantel, dessen Schichten umlaufendes Streichen mit 15 – 25° Einfallen zeigen, begrenzen Ceratiten-Schichten und Unterer Keuper; die Sprunghöhen betragen etwa 70 m am Versatz Muschelkalk/Keuper im Nordwesten der Scholle, sonst aber nur 5 – 30 m.

Östlich bis südöstlich von Brosen liegt mit Nordwest – Südost streichender Sattelachse eine weitere kleine kuppelförmige Aufwölbung, der Brosen-Selser Doppelhorst. Mittlerer Muschelkalk und Trochitenkalk sind dort mit Sprunghöhen von 5 – 30 m an der Süd- und Ostrandstörung sowie mit bis zu 70 m an der westlichen Verwerfung gegen Ceratiten-Schichten und Unteren Keuper verstellt. Eine innere Horstscholle von Mittlerem Muschelkalk wurde nochmals um 5 – 10 m angehoben. Die Schichten fallen auf den Sattelflanken mit 10 – 20° ein.

Zwischen den beiden Doppelhorsten streicht in Nordnordwest-Südsüdost-Richtung die Henstorf-Brosener Mulde, deren Achsenverlauf von einer Störung nahezu nachgezeichnet wird. Im Süden schneidet eine Querstörung die Mulde ab; südlich Brosen wird sie durch eine Diagonalverwerfung leicht versetzt. Den Muldenkern bilden Gipskeuper und Unterer Keuper. Die Schichten fallen auf der westlichen Flanke mit 30°, auf der Ostflanke mit 15° ein.

Bei einer Gesamtbetrachtung der Horst- und Grabenschollen zwischen Henstorf und Talle fallen insbesondere die Vorkommen der jüngeren Ablagerungen des Mittleren bis Oberen Keupers in den tiefer eingebrochenen Gräben auf. ROHDE (1963 b: 114) stellte bereits fest, daß die Ablagerungen im Bavenhausener Graben, im nördlichen Bavenhausen-Lüerdisser Graben und im Taller Halbgraben auf einer Nordwest – Südost streichenden Verbindungslinie liegen, und er folgerte daraus, daß diese Vorkommen vor Wirkamwerden der Nord-Süd-Verwerfungen ursprünglich zum südöstlichen Teilbereich einer weitreichenden Mulde gehört haben können, die nordöstlich und parallel der Piesberg-Pyrmonter Achse verläuft, der Valdorfer Mulde (DEUTLOFF & HAGELSKAMP & MICHEL 1974: 30; „Hohenhausen-Valdorfer Mulde“, NAUMANN & MESTWERDT 1921: 95), benannt nach dem südöstlichen Ortsteil von Vlotho (TK 25: 3819 Vlotho). Im gleichen Sinne kann man die Aufbeulungen von Unterem Muschelkalk südlich (Bavenhausen-Brosener Doppelhorst) und westlich (Schellental-Horst) von Brosen einer alten Achse zurechnen, die heute als Westorfer Spezialsattel (DEUTLOFF 1974: 121) nur noch eine geringe Erstreckung hat.

Die auffallendste und tektonisch am stärksten beanspruchte Struktur innerhalb des Blattgebiets ist der ebenfalls zum lippischen Störungsfeld gehörende Teimer-Horstkomplex („Buntsandstein-Wellenkalk-Aufpressung von Lüerdissen“, MESTWERDT

1916; „Buntsandstein-Aufpressung bei Lüerdissen“, NAUMANN & MESTWERDT 1921; „Teimberg-Horstkomplex“, ROHDE 1963 b; „Lüerdissener Horst“, DEUTLOFF 1974; „Teimberg-Horst“, DEUTLOFF et al. 1982; „Teimberg-Komplex“, DEUTLOFF 1995).

Zwischen Bavenhausen und Kalköfen, südöstlich von Lattberg, erstreckt sich dieses Hebungsgebiet, in dessen zentralem Bereich die ältesten Schichten des Blattgebiets zutage treten. Um eine von Westen her auch morphologisch deutlich erkennbare, Nord – Süd gerichtete Kernzone aus Mittlerem Buntsandstein liegen Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins und vor allem des Muschelkalks. Nur auf der Westseite, zwischen Rentorf und Lüerdissen sowie bei Lattberg, fällt die gesamte Muschelkalk-Abfolge aus. Abweichend von der langgestreckten Beulenstruktur haben sich an ihrem Ostrand – westlich von Niedermeien und am Südostende zwischen Lattberg und Kalköfen – nordnordwestlich ausgerichtete Hebungsgebiete angegliedert, die wiederum eine Vielfalt tektonischer Formen zeigen.

Das gesamte herausgehobene Gebiet besteht aus Horsten, Halbhorsten und -gräben mit mehreren Sattel- und Muldenzonen. Der sogenannte „Horstkomplex“ ist an seinen Randstörungen weitgehend gegen Unteren Keuper verworfen. Lediglich bei Lüerdissen, am westlichen und nördlichen Teimer grenzt er auch an Ceratiten-Schichten sowie im oberen Hellbachtal an Gipskeuper. Die Sprunghöhen am Außenrand liegen zwischen 40 und 240 m. Mitunter sind mehrere Versätze an parallelen Störungen nachzuweisen.

Den Kern der Aufpressung des Teimer-Horstkomplexes bildet ein 1,4 km langer und maximal 200 m breiter Streifen von Mittlerem Buntsandstein, der allseitig von Verwerfungen gegen die Röt-Folge verstellt ist. Die Sprunghöhen betragen am westlichen Versatz etwa 80 m, an der Ostrandstörung bis zu 240 m. Die Schichten fallen mit 35 – 50° nach Westen ein. Am westlichen Lattberg tritt zusätzlich eine kleine, ebenfalls aus Mittlerem Buntsandstein bestehende Horstscholle auf, die durch Einbrüche von Mittlerem Muschelkalk und Oberem Buntsandstein von der Kernzone getrennt liegt.

Die den Mittleren Buntsandstein umgebende Röt-Folge zeigt im westlichen Horstbereich ein westliches Schichteinfallen von 40 – 70°, im östlichen Teil ein Einfallen von etwa 40° nach Osten. Der zentrale Teimer-Horst weist somit einen westvergente kupelförmigen Bau mit nordnordost – südsüdwestlicher Längserstreckung auf (ROHDE 1963 b: 113). Innerhalb der Buntsandstein-Verbreitung liegen zwischen Lattberg und nördlich der Höhe 298,0 Tiefschollen von Mittlerem Muschelkalk mit Trochitenkalk-Restvorkommen und Unteren Keuper.

Um den Buntsandstein herum liegt ein Kranz von Muschelkalk, der nur auf der westlichen Seite zwischen Rentorf und Lattberg auf einer Erstreckung von etwa 700 m ausfällt. Während am östlichen Teimer Unterer Muschelkalk ungestört der Röt-Folge auflagert, sind die weiteren Muschelkalk-Vorkommen an steilen Verwerfungen gegen den Buntsandstein verstellt. Die Sprunghöhen liegen zwischen 20 und 120 m, östlich Lattberg auch bis zu 180 m. Der im nördlichen Horstkomplex steil bis saiger einfallende Untere Muschelkalk zeigt im südlichen Abschnitt – an Spezialhorsten und Halbgräben – nur Schichteinfallen von 15 – 35°. Der Untere ist gegen den Mittleren Muschelkalk durch ein weiteres Störungsfeld abgeschnitten; die Versatzhöhen betragen 10 – 80 m. Der Trochitenkalk grenzt dagegen ungestört an den Mittleren Muschelkalk, stellenweise nur mit kleinen Erosionsresten.

Die östliche Horstgrenzlinie des Teimer-Horstkomplexes wird westlich von Niedermeien durch einen kleinen, nach Osten in den Unteren Keuper vorspringenden Spezialhorst durchbrochen. Der Wellenkalk wird dort zudem durch diagonal streichende Störungen gegen jüngeren Muschelkalk abgeschnitten. Auch die Horste, Halbhorste und Grabeneinbrüche zwischen dem Lattberg und Kalköfen passen nicht recht zur Ausbildung der im wesentlichen Nord – Süd gerichteten Beulenform des zentralen Hebungsbereichs. Ein Ost – West gerichteter Halbhorst am südlichen Lattberg wird durch eine Nordnordwest streichende Sattelstruktur im Bereich Mordkuhle abgelöst. In den Aufpressungen tritt Unterer Muschelkalk zutage, der gegen Mittleren Muschelkalk verworfen ist. Das Süden dieses Abschnittes besteht aus Trochitenkalk, der wiederum gegen den Unteren Keuper abgeschnitten wird.

Die Vertikalbeanspruchung des Horstkomplexes läßt auf Beulenbildung durch einen Salzkörper schließen (NAUMANN & MESTWERT 1921: 93). Unter der Eigenbewegung des Salzes kam es – vermutlich über verschiedene Zwischenstufen – zu Teilaufrüchen und -aufbiegungen sowie korrespondierenden Senkungerscheinungen und damit zur Entstehung des Störungsfeldes (ROHDE 1963 b: 112). Voraussetzung für die Möglichkeit solcher salinartektonischer Erscheinungen sind zum einen der Nachweis von 134 m Leine-Steinsalz in der Bohrung Lieme 1 (TK 25: 3918 Bad Salzuflen; FABIAN 1953: 188), nur etwa 1 km südwestlich von Liemergrund gelegen, und zum anderen die großen Subrosionssenken in der Bega- und Ilsetalebene.

4.1.3 Meinberger Graben

Rät-Lias-Graben von Vahlhausen STILLE & MESTWERT 1911
Meinberger Graben ROHDE 1963 b

Der Raum östlich von Lemgo, jenseits der Westrandstörung und südlich der Lemgoer Mark wird mit seinen im wesentlichen Nord – Süd gerichteten Faltenstrukturen zum nördlichsten Teil des Meinberger Grabens gerechnet. Der Meinberger Graben ist eine tektonische Großstruktur innerhalb des Lippischen Keuper-Gebiets (FARRENSCHON 1986:106); er liegt an einer Nord – Süd verlaufenden Schwächezone (ROHDE 1963 b: 123). Seine Westrandstörung bildet die Grenze zwischen Hessischer Senke und Niedersächsischem Tektonogen (ROSENFELD 1977: 35); sie durchzieht das Blattgebiet zwischen dem Kallbachtal und Maßbruch in nahezu Nord – Süd Richtung. Eindeutig nachweisbar war der Störungsverlauf zwischen der südlichen Blattgrenze und dem Begatal, wo Oberer Keuper und Unterer Lias mit Sprunghöhen von 80 – 160 m gegen Mittleren Keuper verworfen sind. In der Lemgoer Mark beträgt der Versatz nur noch etwa 10 – 20 m. Die Fortsetzung der Westrandstörung ist sicherlich in der westlichen Randverwerfung des Bavenhausen-Lüerdissener Grabens zu sehen, der die Piesberg-Pyrmonter Achse senkrecht durchschneidet.

Östlich von Kluckhof bis westlich von Vogelhorst streicht in nordnordwestlicher Richtung der Voßheider Sattel, dessen Kernzone aus Sandsteinen des Oberen Keupers gebildet wird. Die Schichten fallen mit 10 – 25° an den Sattelflanken ein und werden seitwärts teilweise von Tonsteinen des Unteren Lias überlagert.

Die östliche Lias-Bedeckung bildet bis zum Lütter Bach die parallel verlaufende Donop-Dörentruper Mulde, die weiter nordwärts in Nordost-Richtung umbiegt und

dort tertiäre Ablagerungen in ihrem Muldenkern führt. Mit ausschlaggebend für den Verlauf der Muldenachse, deren Schenkel bis zu 55° Einfallen zeigen, waren die Subrosionserscheinungen im Untergrund (Subrosionssenke von Donop-Dörentrup), die den Verlauf dieser Struktur nachzeichnen. Am südöstlichen Netling und nordwestlich der heutigen Mülldeponie Dörentrup verläuft eine Nordost – Südwest streichende Verwerfung mit Versatzbeträgen von wenigen Metern, an der Oligozän gegen Unteren Lias und Oberen Keuper verstellt ist. Zum Ostrand der Mulde hin tauchen bei Hagendonop ebenfalls Oberer Keuper und Steinmergelkeuper auf.

4.1.4 Lemgoer Mulde

Lemgoer Rät-Lias-Mulde MESTWERDT 1916
Lemgoer Mulde NAUMANN & MESTWERDT 1921
Bega-Mulde DEUTLOFF 1974
Begamulde MICHEL 1977

Die Südwestflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse geht im Raum Lemgo – Lieme in die weitgespannte Lemgoer Mulde über, die als der südöstliche Ausläufer der Herforder Mulde angesehen werden kann (MESTWERDT 1916: 67). Die Muldenachse tritt bei Liemergrund in das Blattgebiet ein, streicht bis östlich Liemergrund in Nordwest-Südost-Richtung, verläuft westlich von Lemgo in Ost-West-Richtung und streicht ab Lemgo in Ostnordost-West-südwest-Richtung. Jenseits der Westrandstörung des Meinberger Grabens ist der Verlauf in der südlichen Lemgoer Mark durch die Vergitterung mit nordsüdlich gerichteten Strukturen nicht eindeutig erkennbar. Ihre südöstliche Fortsetzung findet die Lemgoer Mulde östlich des Meinberger Grabens in der Lippischen Keuper-Mulde (FARRENSCHON 1995: 81).

Die Lemgoer Mulde weist in ihrer Verbreitung lokale Spezialstrukturen auf, die jedoch wegen der fast vollständigen Quartär-Überdeckung ohne gezielte Untersuchungen nicht erkennbar sind. Das begleitende Bohrprogramm für die Revisionskartierung brachte neue Erkenntnisse über den tektonischen Feinbau in diesem Abschnitt, die in der geologischen Karte durch die Festgesteinsgrenzen unter Quartär-Bedeckung niedergelegt sind (vgl. auch Abb. 5).

Der Muldenkern der nach Nordwesten abtauchenden Lemgoer Mulde wird im Dreieck Papenhausen – Lemgo (westliches Industriegebiet) – Büllinghausen von Tonsteinen des Unteren Lias eingenommen, die nur am östlichen Ilseufer südlich von Wittighöfen in einem schmalen Streifen zutage ausstreichen. Im Raum Lemgo bildet der Obere Keuper die Scheitelformation. Das Schichteinfallen ist mit 5 – 15° sehr flach; nur im Bereich der Subrosionssinken dürften die Muldenschenkel versteilt sein.

Zwischen Schäfersiek und Lüerdisser Bruch haben sich – mitverursacht durch die Subrosionsvorgänge im Untergrund – mehrere Kleinstrukturen gebildet, die im wesentlichen Nordwest-Südost-Streichrichtungen haben. Der Biesterberg-Sattel mit einem Kern aus Mittlerem Keuper wird flankiert von der Laubke-Wahmbecker und der Stuckener Mulde, beide mit Oberem Keuper als Scheitelformation. In der Lemgoer Mark schließen sich der Spiegelberg-Sattel und die Steinkämper Mulde an.

4.1.5 Subrosionssenken

Durch mehrere Bohrungen des Begleitprogramms der Revisionskartierung wurden erstmalig unterirdische Ablaugungen von lösungsfähigen Sulfat- und Salinargesteinen (Subrosion) und mögliche schwerkraftbedingte Abwanderungen von Salzgestein (Halokinese) im Blattgebiet nachgewiesen. Subrosion führt infolge Nachsackens der Hangendschichten in die im tiefen Untergrund entstandenen Hohlräume zur Bildung von ausgedehnten Hohlformen an der Erdoberfläche, die mit mächtigen quartären – stellenweise tertiären – Lockersedimenten aufgefüllt sind. Durch Halokinese hervorgerufene Senken sind dabei von ihrem Erscheinungsbild an der Geländeoberfläche her nicht von subrosionsbedingten Senkungsräumen zu unterscheiden.

Die ersten auffallend mächtigen Quartär-Profile in Subrosionssenken mit bis zu 44 m Lockergestein wurden 1972 südöstlich von Leese und in den Braker Wiesen, westlich vom Schloß Brake, bei Grundwasser-Erkundungsbohrungen festgestellt. Die größte durchteufte Quartär-Mächtigkeit im Blattgebiet beträgt 115 m, ohne daß dabei das Festgestein erreicht wurde (Grundwasserbohrung auf dem Betriebsgelände der Stadtwerke Lemgo; R 93 685, H 66 190).

Die in der geologischen Karte dargestellten Abgrenzungen von Subrosionssenken können ihre tatsächliche Ausdehnung nur annähernd wiedergeben, da für eine detaillierte Untersuchung der exakten Gestalt ein sehr umfangreiches und kostenintensives Bohrprogramm notwendig wäre, das im Rahmen der geologischen Landesaufnahme nicht möglich ist. Zur Erkundung von Senken, die mit mächtigen quartärzeitlichen Sedimenten gefüllt sind, können aber Schweremessungen und – mit Einschränkung – auch geoelektrische Widerstandsmessungen unterstützend dienlich sein. So führte das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover (Bearbeiter S. PLAUMANN), in den Jahren 1992 und 1993 mehrere gravimetrische Detailvermessungen an vier Subrosionssenken durch. Geoelektrische Tiefensondierungen durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen (Bearbeiter W. BOGDANSKI) wurden an fünf hypothetischen Subrosionssenken angesetzt. Insgesamt konnten im Blattgebiet sieben Senkungstrichter erfaßt werden, die zusammen eine Fläche von etwa 23 km² einnehmen.

Wie die in der näheren Umgebung des Blattgebiets abgeteufte Tiefbohrungen Lieme 1 (134 m Leine-Steinsalz, FABIAN 1957: 130), Pymont 2 (296 m Zechstein-Salz, HERRMANN, R. 1969: 282) und Kaldorf 1 (30 m Röt-Salz, MALZAHN 1960: 230) gezeigt haben, können ursprünglich mächtige Steinsalzvorkommen im Untergrund angenommen werden. Die nachgewiesenen Depressionen des Festgesteinsuntergrundes, vorwiegend im Bereich der Ilse- und Begatalebene, sind auf Subrosion oder möglicherweise auch auf Abwanderung wasserlöslicher Gesteine zurückzuführen. Die Struktur des Gebirges und die Schichtenabfolge bleiben dabei weitgehend erhalten.

Als lösungsfähige Gesteine kommen im Untergrund des Blattgebiets neben den Haliten des Zechsteins und des Röts auch Gips und Anhydrit des Oberen Buntsandsteins, des Mittleren Muschelkalks und des Mittleren Keupers in Betracht. Aufgrund der großen Lockergesteinsmächtigkeiten in den Senkungsgebieten – sie schwanken zwischen 80 (Bohrung) und 135 m (Schätzung) – muß die Subrosion bis in das tiefste Subrosionsstockwerk hinabreichen. Es ist bemerkenswert, daß das Durchpausen der Lösungshohl-

räume im Zechstein-Salinar durch nahezu 1 200 m mächtige Hangendschichten erfolgt ist. Vergleichbare Erscheinungen beschrieb schon R. HERRMANN (1968: 279) als „Meere“ bei Bad Pyrmont und (1972 : 178) als „Wolkenbrüche“ bei Trendelburg.

Die Senkungsbewegungen im Blattgebiet gehören sicherlich verschiedenen Auslaugungsgenerationen an. Die erste Phase war im Oligozän bis Miozän/Pliozän; in ihr wurden die Subrosionssenken von Kirchheide-Welstorf und Donop-Dörentrop angelegt. Der zweite Schwerpunkt der Bildung von Senkungstrichtern lag im jüngeren Unterpleistozän (Cromer) bis Mittelpleistozän. Jüngere warmzeitliche Ablagerungen in Subrosionssenken sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen.

Die Subrosionssenke von Kirchheide-Welstorf wurde 1980 durch das 13 m mächtige Lockergesteinsprofil über Gipskeuper-Schichten einer Aufschlußbohrung nordwestlich von Kirchheide (R 90 480, H 72 440) entdeckt. Im Abschnitt von 3 – 13 m konnte in fein- bis grobsandigem organogenem Kalkdetritus mit Schalenresten eine unteroligozäne Mikrofauna nachgewiesen werden, die damit auch als Zeitmarke für das Alter der subrosiven Absenkung steht. Als größte Teufe des Senkungstrichters werden 20 m angenommen; die betroffene Fläche beträgt etwa 0,2 km². Die Festgesteinsdepression befindet sich innerhalb des Welstorfer Halbgrabens.

Die Subrosionssenke von Brökerberg schließt eine Fläche von 0,3 km² ein; ihre parallel zur Ilsetal-Verwerfung ausgerichtete Längsachse ist 1,1 km lang. Es gibt keine Referenzbohrung für den Senkungstrichter, doch ergaben gravimetrische Messungen ein Schwereminimum für diesen Raum und ließen eine Lockergesteinsmächtigkeit von bis zu 100 m errechnen. Das Festgestein im Untergrund dürfte ebenfalls Gipskeuper sein.

Die Subrosionssenke von Bredaerbruch-Luherheide erstreckt sich auf 3 km Länge und hat ihre nahezu rechtwinklige Form den sie umgebenden Störungsverläufen angepaßt (Ilsetal- und Radsiekbach-Lüerdisser-Bruch-Verwerfung). In ihrer Fläche von 1,5 km² sind insgesamt fünf Bohrungen abgeteuft worden; die älteste datiert von 1972. Als größte Quartär-Mächtigkeit wurden 81 m angefahren (R 93 670, H 69 160), ohne den anstehenden Unteren Keuper zu erreichen. Nach gravimetrischen Messungen kann die Festgesteinsoberfläche in bis zu 110 m Tiefe erwartet werden. Das Lockermaterial setzte sich aus den typischen bunten fein- bis grobklastischen Abschwemmassen aus Keuper-Zersatzmaterial zusammen ohne nennenswerte größere humose Einschaltungen, so daß auch keine Altersdatierung möglich war.

Die Subrosionssenke von Leese-Ilsetal ist durch vier Bohrungen erfaßt worden. Einer ingenieurgeologischen Erkundungsbohrung südöstlich von Leese mit mehr als 16 m Ton, Schluff, Sand und Kies sowie vereinzelt humosen Lagen folgten drei gezielt angesetzte Untersuchungsbohrungen, die quartäre Abschwemmassen sowie Eis- und Schmelzwasserablagerungen in bis zu 62 m Tiefe durchteuften. Die größte Quartär-Mächtigkeit dieses Senkungstrichters beträgt vermutlich 80 m. Die nahezu ovale Senke, die eine Fläche von 1,8 km² einnimmt, liegt in unmittelbarer Nähe der Randstörungen auf der Südwestflanke der Piesberg-Pyrmont-Achse. Ihre Längsachse erstreckt sich auf 2,1 km; das liegende Festgestein besteht aus Gesteinen des Oberen Keupers bis Gipskeupers der Lemgoer Mulde. Die subrosive Absenkung war vermutlich kurz nach Ende der Drenthe-Zeit im Mittelpleistozän abgeschlossen.

Die Subrosionssenke von Hardissen-Hörstmar ist mit einer Fläche von ca. 12,5 km², von denen etwa 7 km² zum Blattgebiet gehören, die größte im Raum Lippe. Der westliche Teil der Subrosionssenke, der auf dem Blattgebiet 3918 Bad Salzuflen liegt, wurde von SCHNEIDER (1975: 71) beschrieben. Sieben Tiefbohrungen haben den Senkungstrichter nachgewiesen, von denen vier Bohrungen das liegende Festgestein nicht erreichten; die größte Quartär-Mächtigkeit lag bei mehr als 102 m (R 91 000, H 64 660). Unterhalb von Eis- und Schmelzwasserablagerungen in Teufen bis zu 23 m folgen Schluffe mit tonigen Abschnitten und Kieslagen aus Keuper-Zersatzmaterial. Südwestlich von Laubke (R 91 660, H 63 860) wurde 1993 eine Rammkernbohrung abgeteuft. In den angetroffenen Abschwemmassen ließen humose bis torfige Horizonte sechs lokale Pollenvergesellschaftungszonen erkennen, die zwei zeitlich unterschiedlichen Entwicklungszyklen angehören (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die Zuordnung der tieferen Schichten zum Cromer deckt sich mit anderen Bohrungen in Subrosionssenken im Lippischen Keuper-Gebiet (vgl. Kap. 3.6.1.1.1) und zeigt zugleich das Mindestalter der Depression an der Festgesteinsoberfläche an. Die höheren humosen Partien sind vermutlich während der Holstein-Zeit entstanden (vgl. Kap. 3.6.1.1.1 u. 3.6.1.2.1). Die größte erwartete Quartär-Mächtigkeit liegt bei 120 m. Das liegende Festgestein ist entweder Steinmergelkeuper, Oberer Keuper oder Unterer Lias. Die Subrosionssenke hat eine langgestreckte, etwa ovale Form; ihre Ost – West gerichtete Längsachse mißt 6 km. Die Ausrichtung der Senke ist parallel zum Lauf der Bega beziehungsweise zum Verlauf der Grenze Keuper/Jura.

Die Subrosionssenke von Lemgo-Brake-Bentrop schließt sich nach Osten an. Es handelt sich um eine 6,2 km² einnehmende Depression der Festgesteinsoberfläche, in der wenigstens drei größere Teilsenken durch insgesamt 16 Bohrungen nachgewiesen sind. Eine Tiefbohrung in Lemgo (R 93 685, H 66 190) erreichte bei 115 m noch nicht das liegende Festgestein; der Obere Keuper oder Steinmergelkeuper wird dort erst ab 135 m Teufe vermutet. Der Faltenkern der Lemgoer Mulde erstreckt sich zentral durch die größte der drei Teilsenken. Eine als „Verbindungskanal“ anzusprechende Depression im Süden von Brake läßt nach Schweremessungen das liegende Festgestein aus Oberem Keuper und Steinmergelkeuper im zentralen Teil in etwa 100 m Tiefe vermuten. Parallel zur Nordwest-Südost-Streichrichtung dieser Spezialhohlform verläuft die Stuckener Mulde. Wiederum nordöstlich ausgerichtet hat sich die dritte Teilsenke im Raum Bentrop – Breite. Hier nimmt die Subrosion wieder einen größeren Bereich ein, vermutlich bedingt durch aufsteigende und lösende Tiefenwässer an der Weststrandstörung des Meinberger Grabens. Das liegende Festgestein aus Oberem Keuper und Unterem Lias wurde in bis zu 45 m Teufe erbohrt. Die Längsachse durch den gesamten Senkungskörper mißt 5,7 km.

Bei der Subrosionssenke von Donop-Dörentrup („Tertiärversenkung von Dörentrup in Lippe“, MESTWERDT 1910 b: 179; „Dörentruper Graben“, MESTWERDT 1910 b: 187; „Dörentruper Tertiärversenkung“, MESTWERDT 1916: 64; „Dörentruper Tertiäreinbruch“, NAUMANN & MESTWERDT 1921: 88; „Dörentruper Tertiär-Senke“, DEUTLOFF et al. 1982: 23; „Dörentruper Senkungsfeld“, DEUTLOFF 1995: 94) ging man bisher davon aus, daß es sich um zwei voneinander unabhängige Senkungsgebiete handelt, nämlich das Tertiär-Vorkommen von Dörentrup und die Subrosionssenke von Donop (FARRENSCHON 1986:110). Das Tertiär-Vorkommen von Dörentrup hatte durch die wirtschaftliche Bedeutung seiner Quarzsand-, Braunkohlen- und Tonvorkommen schon seit über 200 Jahren

die Aufmerksamkeit auf sich gezogen (HAAS 1991 b: 27). Bis in die 70er Jahre wurde davon ausgegangen, daß ein Nordnordost – Nordost streichender Grabeneinbruch als Sedimentfalle gewirkt habe; die Störungsverläufe wurden jedoch unterschiedlich dargestellt. Erst die umfangreiche Bohrtätigkeit seit 1981 im Rahmen der hydrogeologischen Erkundung in Verbindung mit der Schaffung einer Verbunddeponie auf dem Gelände der ehemaligen Quarzsandgrube sowie zahlreiche Tiefbohrungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen führten letztlich zu der Erkenntnis, daß es sich im Raum Dörentrup – Neuenkamp um einen Senkungstrichter infolge Abwanderung oder Auslaugung der Salinarserien des Zechsteins und möglicherweise des ehemals vorhandenen Röt-Salinars handelt. Unabhängig davon war in den Jahren 1982/83 die Subrosionssenke von Donop durch fünf Bohrungen, die das liegende Festgestein in bis zu 52 m Tiefe erreichten, auf dem südlichen Anschlußblatt 4019 Detmold als Senkungsgebiet erkannt worden.

Erst weitere sieben Bohrungen erbrachten den Nachweis, daß beide Teilsenken zu einem durchgehenden langgestreckten Senkungsbereich gehören. Die Längsachse, die nahezu identisch ist mit der Nord – Nordost gerichteten Muldenachse der Donop-Dörentruper Mulde, mißt 7,5 km; die Gesamtfläche nimmt etwa 9 km² ein, von denen 5,6 km² im Blattgebiet liegen. Die mit 101 m tiefste Bohrung (R 99 560, H 64 430) erreichte das liegende Festgestein, vermutlich Unterer Lias, nicht. Die größte Quartär-Mächtigkeit wird mit 120 m angenommen. Im östlichen Randbereich der Subrosionssenke ist Oberer Keuper als Festgesteinsuntergrund zu erwarten. Zwischen Neuenkamp, Spork und nördlich von Weege liegt Tertiär innerhalb der Lias-Mulde.

Die Nord-Süd-Ausrichtung der Subrosionssenke ist sicherlich geprägt durch die Randstörungen des Meinberger Grabens, an denen aufsteigende Tiefenwässer die Auslaugung bewirkt haben können. Die Sedimentation der Senke begann im Unteroligozän und reichte in einer ersten Phase vermutlich bis ins Pliozän. Unterpleistozäne Pollen-Leitformen wie *Tsuga* (Schierlings- oder Hemlocktanne), *Carya* (Hickorynuß) und *Castanea* (Kastanie) fanden sich nur in umgelagertem Material, lassen aber auf eine Aktivierung der Senkungszone auch während dieser Zeit (HAAS 1991 b: 48) schließen. Darüber folgen saalezeitliche Sedimente, die in Bohrungen (R 99 700, H 65 420) bis in Teufen von maximal 43 m nachgewiesen wurden. Die Eis- und Schmelzwasserablagerungen der Drenthe-Zeit überdecken außerhalb der Subrosionssenke nur bis etwa 15 m den Festgesteinsuntergrund. Mithin ist die Aktivität der Senke zu Beginn des Drenthes verstärkt belebt worden – während der Saale-Zeit aber endgültig zur Ruhe gekommen.

4.1.6 Dolinen und Erdfälle

Sulfatauslaugung im Verbreitungsgebiet des Muschelkalks und des Keupers ist sicherlich die Ursache für das Auftreten von Erdfällen und Dolinen im Blattgebiet. Vornehmlich sind dabei die Vorkommen im Mittleren Muschelkalk und im Gipskeuper als Auslöser für die Entstehung der Einbruchstrukturen anzusehen.

Eine Doline entsteht durch einmaliges Nachbrechen verkarstungsfähigen Gesteins, wie etwa ein Vorkommen am westlichen Schweinsberg. Als Erdfall bezeichnet man dagegen eine Geländedepression, deren Genese auf den Einbruch nicht verkarstungsfähigen Gesteins über darunter befindlichen Hohlräumen zurückzuführen ist (CRAMER 1941). In den

Erdfalltrichtern ist es dabei zu einer vollkommenen Zerstörung und teilweisen Durchmischung der Gesteine aus den verschiedenen stratigraphischen Horizonten gekommen. Hierzu gehören alle Einbruchstrukturen im Verbreitungsgebiet des Oberen und Mittleren Keupers.

Die nahezu kreisrunden oder mehr langgestreckten Erdfälle im Blattgebiet haben Durchmesser von 5 – 15 m und Tiefen von 2 – 5 m. In der flachhügeligen Subrosionslandschaft der Ilse- und Begatalebene liegen vermutlich zahlreiche weitere Einbruchschlote, die aber durch Verfüllung mit quartären Sedimenten eingeebnet wurden und damit wieder aus dem Landschaftsbild verschwanden. Über den Entstehungszeitraum der Dolinen und Erdfälle läßt sich kaum etwas aussagen. Vermutlich haben sich die Einbruchstrichter etwa von der Wende Pliozän/Pleistozän bis zum Oberpleistozän hin entwickelt. Rezente Erdfälle sind im Blattgebiet nicht bekannt, wohl aber aus den Nachbargebieten 4019 Detmold (FARRENSCHON 1986: 108) und 3819 Vlotho (DEUTLOFF & HAGELSKAMP & MICHEL 1974, DEUTLOFF et al. 1982).

4.2 Ursachen und Alter der Gebirgsbewegungen

Der im Sinne der Stockwerkstektonik als Grundgebirge anzusprechende tiefe Untergrund des Blattgebiets gehörte zur Zeit des Devons zum nördlichen Randbereich des variscischen Senkungsraumes, während des Unterkarbons zu dessen nördlich vorgelagertem Flyschbecken (Kulm-Fazies) und in der oberkarbonischen Zeit zur Molasse-Vorsenke, in der sehr mächtige grob- und feinklastische Sedimente mit zahlreichen Steinkohlenflözen abgelagert wurden. Während der asturischen Faltungsphase der variscischen Gebirgsbildung an der Wende Westfal/Stefan wurden durch in Nordwest-Südost-Richtung wirkende horizontale Einengung auch die Ablagerungen der Vorsenke gefaltet, geklüftet und an Längs- und Querstörungen zerschert.

Das postkarbonische Deckgebirge des Blattgebiets wurde demgegenüber nur in weitgespannte, zumeist Nordwest – Südost verlaufende Falten gelegt, die jedoch vielfach durch Abschiebungen gestört wurden. Als Ursachen dieser tektonischen Verformungen kommen horizontale Einengung aus nordöstlicher Richtung – vom Innenbereich des Niedersächsischen Tektogens gegen den Südrand gerichtet –, Abwanderung des Zechstein- und Röt-Salinars mit nachfolgender Subrosion oder auch tiefenmagmatische Erscheinungen in Betracht.

Das seit dem Oberen Jura als Randtrog (VOIGT 1962: 396) vor der Rheinischen Masse liegende Niedersächsische Becken wurde bereits durch jungkimmerische Bewegungen während des Malmes in Nordwest – Südost gerichtete Schwellen und Senken gegliedert (FIEDLER in KLASSEN 1984: 522). In der subherzynen und laramischen Gebirgsbildungsphase, das heißt in der höheren Oberkreide und an der Wende Kreide/Tettriär, wölbte sich die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle empor und wurde anschließend in die beschriebenen Einzelstrukturen des Blattgebiets zerlegt. Damit ist für die Piesberg-Pyrmonter Achse eine bereits jungkimmerisch vorgezeichnete Anlage wahrscheinlich (KLASSEN 1968: 49). Besonders starke Einengung führte zur Auf- oder Überschiebung von Gesteinsserien, wie das Beispiel der Osning-Überschiebung am unmittelbaren Schollenrand zwischen Rheinischer Masse und Niedersächsischem Tektogen im südlichen Nachbarblatt 4019 Detmold zeigt (FARRENSCHON 1986: 102). Vergleichbare Beobachtungen gibt es im Blattgebiet jedoch nicht.

Als weitere mögliche Ursache für den komplizierten Gebirgsbau im Blattgebiet ist eine Abwanderung von Zechstein- und Röt-Salz zu betrachten, durch die Vertikalbewegungen der Gesteinsserien ausgelöst worden sein können. Vergleicht man die Zechstein- und Röt-Salinarvorkommen in Tiefbohrungen in der Umgebung des Blattgebiets (vgl. Abb. 3, S. 18), so stellt man fest, daß innerhalb kurzer Entfernung die Steinsalzmächtigkeiten sehr unterschiedlich sind. Sind in der Bohrung Lieme 1 noch 134 m Leine- und 20 m Röt-Salz durchteuft worden, so geht die Mächtigkeit etwa 24 km weiter östlich in der Bohrung Sonneborn (R 11 600, H 63 090; GRUPE 1927: 34) gegen Null (3 m Leine-Salz-Rückstandsbildung). Die Bohrung Kalldorf 1, 16 km nördlich der Bohrung Lieme 1, weist lediglich 30 m Röt-Salinar auf; Zechstein-Salz wurde nicht angetroffen; es soll nach MALZAHN (1960: 230) abgewandert sein.

Die Steinsalzvorkommen unterlagen – vermutlich orogenetisch oder neigungsbedingt – einer starken Abwanderungsbewegung (STARK 1953: 507, ROHDE 1963 b: 122, HERRMANN, R. 1969: 291). Kleintektonische Analysen an Aufschlüssen entlang der Piesberg-Pyrmonter Achse (ROHDE 1963 b, SCHULZ, N. 1990) lassen den Schluß zu, daß die einengenden Bewegungen am Ende des Juras oder auch erst an der Grenze Kreide/Tertiär einer möglichen Aufbeulung durch Salzaufstieg vorausgingen, und sie somit den Initialimpuls für diese Salzbewegungen lieferten. Die Gewölbestrukturen im Bereich der Sattelzone können damit als Salzakkumulation auf Nordwest – Südost und Nord – Süd streichenden Schwächezonen angesehen werden, die durch den halotektonisch beeinflussten Salzaufstieg zur Aufbeulung der mesozoischen Schichten führte (FIEDLER in KLASSEN 1984: 538). Für den Beginn des Salzaufstiegs können die jungkimmerischen Bewegungen verantwortlich gemacht werden. Der Höhepunkt der Mobilisation der Salinarserien dürfte aber im Alttertiär liegen, vielleicht auch erst im Miozän (ROHDE 1963 b: 126, HERRMANN, R. 1969: 292).

Die Bildung von Subrosionssenken im Blattgebiet hat in einer ersten Phase zu Beginn des Oligozäns eingesetzt und dauerte etwa bis ins Pliozän. Im Unter- und Mittelpleistozän wurde die Aktivität neu belebt, kam aber während der Saale-Zeit wohl zum endgültigen Abschluß. Vermutlich waren die tektonischen Bewegungen auch der Anlaß zu besonders intensiver Subrosion durch juvenile CO₂-reiche Wässer und/oder Wässer des vadosen Kreislaufs, weil sie dem Grundwasser über hydraulisch wirksame Störungszonen die Salinalgesteine zugänglich machten und eine Auslaugung der Subrosionsstockwerke bis hinab in das Zechstein-Salinar ermöglichten.

Als eine weitere aktiv nach oben gerichtete Kraft ist Magmenaufstieg in höhere Bereiche des Grundgebirges anzusehen. Längs der Piesberg-Pyrmonter Achse treten tiefenmagmatisch zu deutende Erscheinungen auf. Im Bereich einer sich vom Osnabrücker Bergland bis nahe Bad Pyrmont erstreckenden positiven gravimetrischen und magnetischen Anomalie treten höhere Inkohlungsgrade, auffällige CO₂-Gehalte in Mineralwässern sowie thermal bedingte Mineralneubildungen wie beispielsweise kleine Hämatitkristalle auf (ROHDE 1963 b: 120; STAHL 1971; BÜCHNER & SERAPHIM 1973, 1975, 1977; SCHERP 1977: 112; SCHULZ, N. 1991: 272). Als Wärmequelle dient im Blattgebiet sehr wahrscheinlich ein oberkreidezeitlicher Pluton, das Massiv von Vlotho (DEUTLOFF et al. 1980: 328). Ein direkter Zusammenhang der tektonischen Ereignisse mit dem magmatischen Geschehen kann wahrscheinlich ausgeschlossen werden; indes hat die thermische Beeinflussung durch den Intrusivkörper indirekt die Salzmobilisierung sicherlich mitverursacht.

Für den Einbruch des Meinberger Grabens ist nach ROSENFELD (1980: 722) ein jungtertiäres Alter wahrscheinlich. Die Struktur des Grabens und insbesondere der Verlauf der Westrandstörung zeichneten sich vermutlich schon vorher ab (KLOSTERMANN 1977: 53) und sind zeitgleich mit dem Beginn der Salzbewegungen im Alttertiär. Im Jungtertiär erfolgte während der jungalpidischen Deformationsphase eine kräftige Hebung des Blattgebiets, die sowohl die Tiefenerosion der damaligen Fließgewässer als auch die selektive Abtragung der unterschiedlich resistenten Festgesteine begünstigte.

5 Erd- und Landschaftsgeschichte

Wenn auch die ältesten in der geologischen Karte dargestellten Schichten erst aus dem Mesozoikum stammen, erlauben die Kenntnis der geologischen Verhältnisse in den benachbarten Räumen und die Ergebnisse mehrerer Tiefbohrungen im ostwestfälisch-lippischen Raum doch einen erdgeschichtlichen Überblick über ältere Formationen. Die durch die Bohrung Lieme 1 bekannten tiefsten Gesteinsschichten in unmittelbarer Nähe des Blattgebiets gehören dem Namur C des Oberkarbons an; damit umfaßt die erdgeschichtliche Überlieferung im Raum Lemgo etwa 315 Millionen Jahre.

Im älteren Paläozoikum gehörte das Blattgebiet zur subvariscischen Vorsenke am Rande des Rhenoherynikums. In dieser Vorsenke sammelten sich mächtige tonig-schluffig-sandige Sedimente, die als Verwitterungs-, Abtragungs- und Einebnungsprodukte des südlich angrenzenden Gebirges in Richtung Norden geschüttet wurden. An ihrem Rande wuchsen – begünstigt durch feuchtwarmes Klima während des Oberkarbons – zeitweise üppige Sumpfwälder, aus deren Biomasse später die Steinkohle entstand. Während der asturischen Phase der variscischen Gebirgsbildung an der Wende Westfal/Stefan wurden auch die Ablagerungen der Vorsenke von der Faltung erfaßt und in das Variscische Gebirge einbezogen. Im jüngsten Oberkarbon und im Rotliegend fanden Abtragung und Einebnung des Gebirges ihre Fortsetzung; das Klima wurde trockener und schließlich vollarid. Im Oberrotliegend wurden kontinentale konglomeratistische bis sandige Sedimente abgelagert.

Mit Beginn des Zechsteins wurden von Norden her die Randzonen des variscischen Gebirgsrumpfs (Rheinische Masse), also auch die absinkende Hessische Senke, vom transgredierenden Meer des Mitteleuropäischen Beckens überflutet. Unter heißariden Klimabedingungen reicherten sich durch Eindampfung die im Meerwasser gelösten Mineralien an, und es kam in zentral gelegenen Beckenbereichen zur Bildung mächtiger Salzlager in mehreren Salinarzyklen. In den Randbereichen, zu denen auch das Blattgebiet gehört, sedimentierten vorwiegend Dolomit- und zum Teil Kalksteine sowie Anhydrit und feinklastische Gesteine; Steinsalz wurde im Zechstein 3, vermutlich auch im Zechstein 1, abgeschieden.

Während der Buntsandstein-Zeit bildete die Rheinische Masse einen Nordnordost gerichteten Schwellenbereich (Hunte-Schwelle), der von zwei Nebensenken flankiert wurde. Diese Land/Meer-Verteilung mit sich nur unwesentlich verändernder Küstenlinie blieb in groben Zügen während der gesamten Trias-Zeit, aber auch im Unteren und Mittleren Jura erhalten. Das Blattgebiet liegt am westlichen Rand der östlichen Neben-

senke, der Hessischen Senke. Die klastischen Ablagerungen lassen eine nordöstliche Schüttungsrichtung in den Senkungsbereich erkennen. Die Sedimentmassen sind bedingt durch Hebungstendenzen in Südwesteuropa, die Schüttungen großer Mengen von meist braunrotem Detritus in das Mitteleuropäische Becken zur Folge hatten (WURSTER 1964 b: 234). Während des Oberen Buntsandsteins herrschten aride Klimaverhältnisse, und in einem wohl übersalzten Meeresbecken wurden rote Schluffe und Tone abgelagert sowie Anhydrit, Gips und Steinsalz abgeschieden.

Im Muschelkalk breitete sich ein flaches, warmes Binnenmeer aus, bedingt durch eine Meeresverbindung zwischen der südeuropäischen Tethys und dem Mitteleuropäischen Becken. Während dieser Zeit lagerten sich vorwiegend kalkige Sedimente mit teilweise reichem Fossilinhalt ab. Eine Abschnürung des Beckens im mittleren Teil der Muschelkalk-Zeit führte bei heißariden Klimabedingungen zu einem erhöhten Salzgehalt des Wassers und zur Abscheidung von Anhydrit und bereichsweise auch von Steinsalz (nicht im Blattgebiet). Zu Beginn des Oberen Muschelkalks stellten sich wieder vollmarine Verhältnisse ein; sie brachten gute Lebensbedingungen unter anderem für Crinoiden und Ceratiten. Im Oberen Muschelkalk erreichte die Meerestransgression ihren höchsten Stand während der Muschelkalk-Zeit.

Mit Beginn des Keupers machte sich ein zunehmend kontinentaler Einfluß bemerkbar. Von Nordosten her erfolgte durch großflächige Deltaschüttungen in das spätere Norddeutsche Teilbecken des Mitteleuropäischen Beckens eine rasche Zufuhr klastischer Sedimente während des Unteren Keupers. Die gipsführenden Ablagerungen des Mittleren Keupers sind überwiegend unter geringer Wasserbedeckung innerhalb eines hypersalinen, flachen Beckens entstanden, wobei Eindampfung das Sedimentationsgeschehen bestimmte. Ein Flußsystem, das von Norden her die Sande des Schilfsandsteins ablagerte, verursachte eine kurzzeitige Unterbrechung der tonigen Sedimentation sowie der Carbonat- und Sulfatausfällung. Zu Beginn des Oberen Keupers drang das Meer aus nordwestlicher Richtung erneut in das Mitteleuropäische Keuper-Becken ein; die größte triassische Meeresausbreitung wurde eingeleitet.

Dieses Sedimentationsbecken blieb vom Oberen Keuper bis etwa zum Mittleren Jura nahezu unverändert. Die Lias- und Dogger-Sedimente im Blattgebiet sind Ablagerungen eines weiten, flachen Schelfmeeres in der Randzone der Rheinischen Masse. Im Oberen Jura (Malm) wurde die Verbindung zwischen norddeutschem und süddeutschem Meeresgebiet durch die Hessische Senke unterbrochen. Infolge jungkimmerischer Krustenbewegungen und eines damit verbundenen allgemeinen Meeresrückzuges kam es zur Ausbildung von Senken und Schwellenbereichen und schließlich im norddeutschen Raum zur endgültigen Formung des Norddeutschen Beckens. Das Blattgebiet lag am südlichen Rand dieses Sedimentationsraumes.

Die Entwicklungsgeschichte des Blattgebiets während der Kreide-Zeit ist schwer zu rekonstruieren, da Ablagerungen aus dieser Zeit nicht erhalten sind. Es ist jedoch anzunehmen, daß eine weitere Absenkung des Norddeutschen Beckens bis in die Oberkreide erfolgte. VOIGT (1962: 391) bestimmte im Beckenzentrum wenigstens 3 000 m Sedimentfüllung. In der Oberkreide, vermutlich im Santon, erfolgte während der subherzyn-laramischen Gebirgsbewegungen die Inversion des Norddeutschen Beckens und die Heraushebung der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle. Vor Beginn der Aufwölbung drangen magmatische Intrusivkörper auf, zu denen auch das Massiv von Vlotho mit

Zentrum nördlich des Blattgebiets zu zählen ist. Dieses magmatische Geschehen verursachte einen starken, zeitlich wohl begrenzten Temperaturanstieg, der sicherlich, wenn auch indirekt, zur Mobilisierung der Salinarserien beitrug.

Im ältesten Tertiär war das Blattgebiet Festland und damit den Einflüssen exogener Kräfte ausgesetzt. Bei feuchtem und warmem bis heißem Klima wurden Kreide- und höhere Jura-Schichten wieder abgetragen; lediglich in Gräben und Mulden konnten sich liassische Ablagerungen erhalten. Die Relikte oligozäner mariner Sedimente in zwei Subrosionssenken beweisen eine nochmalige Meeresüberflutung, während sich das Meer mit Beginn des Miozäns wieder zurückgezogen hatte. Vom Mittleren Miozän an überwogen dann abermals Hebung und Abtragung im ostwestfälisch-südniedersächsischen Raum. Dabei wurden die tertiären Gesteine – bis auf diejenigen in geschützten Senkungsräumen – wieder vollständig zerstört und weggeführt. Mit der im Pliozän beginnenden Klimaverschlechterung verstärkte sich die durch fluviale Erosion einsetzende Zertalung und modellierte bis zum Ausgang des Tertiärs weitgehend das heute vorhandene Relief der Landschaft.

Mit Beginn des Quartärs verschlechterte sich das Klima dramatisch. Während des Pleistozäns wechselten mehrere Kalt- und Warmzeiten einander ab. In den Perioden gemäßigten Klimas war das Blattgebiet vollständig mit Wald bedeckt; während der Kaltzeiten konnte lediglich eine subarktische Tundravegetation gedeihen. Kiese, Sande, Schluffe und Tone wurden in unterschiedlicher Mächtigkeit sedimentiert. Die in den Kaltzeiten dreimal nach Norddeutschland vorrückenden Gletscher überfuhren das Blattgebiet nur bei ihrem weitesten Vorstoß während des Drenthes in der Saale-Zeit und hinterließen dabei zum Teil mächtige Schmelzwasser- und Eisablagerungen. Im Vorfeld der sonst nur bis Norddeutschland vorstoßenden Gletscher, also innerhalb des periglazialen Klimabereichs, kam es zu periglaziären Prozessen wie Frostverwitterung und – während kurzer Auftauphasen – zu Abwärtsbewegungen der dadurch entstandenen Lockermassen, die an den Hängen ausgedehnte Schuttdecken aus Fließerden entstehen ließen. Die mit den Klimaschwankungen einhergehenden Aufschotterungen und Eintiefungen der Wasserläufe führten zur Bildung von Flußterrassen. Windablagerungen durch Ausblasung feinkörnigen Materials aus den Schotterebenen der Bäche und Flüsse während des Hochglazials der Weichsel-Zeit haben sich flächenhaft in Form von Lößreliefausgleichend erhalten.

Erosion und Sedimentumlagerung wirkten bis ins Holozän fort. In grundwassernahen Bereichen kam es zum Wachstum von Niedermooren. Das auf Hängen und Hochflächen nun freiliegende Bodenmaterial wurde in die Auen der Bäche und Flüsse eingeschwemmt. In den letzten 1 000 Jahren hat der Mensch durch Rodung verstärkt in die Gestaltung der Erdoberfläche eingegriffen. Auch durch Begradigung von Wasserläufen und die damit einhergehenden erhöhten Fließgeschwindigkeiten wird das geologische Geschehen zunehmend beeinflusst.

6 Nutzbare Lagerstätten

Im Blattgebiet besitzen gegenwärtig nur die Steine-und-Erden-Vorkommen eine wirtschaftliche Bedeutung. Sie werden jedoch lediglich noch an zwei Stellen genutzt; früher gab es insgesamt bis zu 100 kleinere Entnahmestellen, die in der Karte der Steine und Erden (Abb. 6) eingetragen sind.

In dieser Karte sind gleich oder ähnlich ausgebildete Gesteine unterschiedlicher stratigraphischer Stellung zusammengefaßt und vereinfacht dargestellt. Dabei wird weder die heutige bautechnische Verwendbarkeit des Gesteinsmaterials berücksichtigt, noch werden Aussagen über Nutzungseinschränkungen gemacht, die sich durch die konkurrierenden Interessen von Landschaftsschutz und Wasserwirtschaft ergeben können.

KENTER (1954: 36) berichtet von zwei Bergbauversuchen aus den Jahren 1651 und 1705 bis 1708 auf Schwefelkies im Steinmergelkeuper am Netling bei Hillentrup. Eine Analyse von „braunen kiesigten Nieren“ (Schwefelkies mit Rinde aus Brauneisen) ergab damals 45,6 % Eisen und 25,4 % Schwefel. Mit dem „harten, unflüssigen Erz, reich an Schwefel“ war jedoch nichts anzufangen.

Im folgenden Kapitel wird ein Vorkommen von Braunkohle erwähnt, das in der Vergangenheit lokale Bedeutung hatte.

6.1 Braunkohle

Braunkohle miozänen Alters wurde von 1902 bis 1946 gemeinsam mit einem hochwertigen Quarzsand bei Neuenkamp abgebaut. Insgesamt acht Flöze erreichten eine Gesamtmächtigkeit von 21 m (vgl. Kap. 3.5.2). Einen guten Überblick über die Abbauversuche auf Braunkohle im Raum Neuenkamp gibt die Arbeit von HAAS (1984: 373), aus der auch die folgende kurze Zusammenstellung stammt.

Spätestens seit 1836 glaubte man zu wissen, daß Braunkohle östlich von Brake „unter dem ganzen Begathale“ zu erwarten sei. 1894 wurde erstmalig eine „10 cm mächtige Schicht einer braunkohleartigen Masse“ am Südhang des Netling erbohrt, ohne daß eine Nutzung sinnvoll erschien. Auch weitere Bohrungen, die Braunkohlenflöze in insgesamt 11 m Mächtigkeit durchteuft hatten, und die im Jahre 1900 zur Verleihung der Mutung „Bergwerk Graf Ernst“ Anlaß gaben, konnten zu keinem wirtschaftlichen Erfolg führen. Erst mit dem Einsatz von Dampfmaschinen zur Stromerzeugung für den Betrieb elektrischer Zugmaschinen in der Quarzsandgrube bei Neuenkamp wurde die Braunkohle aus dem Abbau zum Eigenbedarf als Heizmaterial genutzt. Die Abbaumengen erreichten 1938 mit 10 028 m³ den höchsten Wert und lagen 1946 nur noch bei 768 m³ (FRICKE 1954: 31). Danach wurde die anfallende Braunkohle in der Quarzsandgrube als Abraum verkippt.

6.2 Steine und Erden

Von den zahlreichen über das Blattgebiet verstreuten Gewinnungsstellen der Steine und Erden sind heute nur noch ein großflächiger Abbau im Oberen Muschelkalk nordwestlich von Niederntalle und eine Schmelzwassersandabgrabung südlich von Leese in Betrieb. In der Vergangenheit fanden auch andere Vorkommen Verwendung, die aber

unter den derzeitigen wirtschaftlichen Gegebenheiten und unter Wahrung umweltrelevanter Belange für eine Gewinnung kaum noch in Betracht kommen. Nahezu alle ehemals angelegten Steinbrüche sowie Sand-, Schluff- und Tongruben sind aufgegeben und weitgehend – in der Regel unkontrolliert – mit Abraum, Bauschutt, organischen Abfällen oder Hausmüll verfüllt worden.

Der Abbau von Ton- und Sandsteinen des Keupers wurde immer nur kurzfristig für den örtlichen Bedarf – meist zum Wegebau, seltener für die Verwendung als Baustein – betrieben. Kalkhaltige Tonsteine hatten früher zudem eine besondere Bedeutung als Düngemittel, indem sie zur Melioration der Ackerböden benutzt wurden. Das „Mergeln“ der Felder ist jedoch mit Aufkommen des Kunstdüngers eingestellt worden. Die in der Mehrzahl kleinen Brüche sind deshalb zum Teil schon seit vielen Jahrzehnten aufgegeben.

Für die Ziegelherstellung wurden im Blattgebiet sowohl pleistozäne Schluffe und Tone (Lößlehm, Geschiebelehm) und tertiäre Tone (Miozän) als auch Ton- bis Mergeltonsteine des Oberen Keupers (Rhät-Tonstein) und des Unteren Lias (Sinemur) verwendet. Das Brennen der Ziegel erfolgte in Kammeröfen, Ringöfen oder auch im Feldbrand, das heißt in meilerartigen, zu jedem Brand neu zu errichtenden Öfen (SPEETZEN 1990: 43). Insgesamt sechs Ziegeleien waren im Blattgebiet zu unterschiedlichen Zeiten in Betrieb. Ihre Standorte lagen nördlich von Entrup (R 92 000, H 69 200; Betrieb 1900 – 1968), im Nordosten und Süden Lemgos (R 93 730, H 66 420 u. R 93 120, H 65 100), in Brake (R 94 470, H 64 700) und bei Neuenkamp (R 99 800, H 66 740; Betrieb ca. 1860 – 1970 u. R 99 600, H 66 340; Betrieb 1897 bis 1928). Die anderen Ziegeleibetriebe wurden um 1880 bis 1890 gebaut und bis etwa 1950 wieder aufgegeben. Weitere Tongruben, die das Rohmaterial lieferten, gab es östlich von Dinglinghausen (R 98 370, H 65 200; Betrieb 1924 – 1936) und im Maiboltetal (R 97 800, H 67 150; Betrieb 1935 – 1956). Die zeitlichen Angaben stammen aus geologischen, topographischen und historischen Karten oder wurden teilweise durch Befragung ehemaliger Besitzer, Beteiligter oder deren Nachkommen ermittelt (HAAS 1985 a: 31).

6.2.1 Sand und Kies

Bei den Sandvorkommen im Blattgebiet handelt es sich um eine miozäne Lagerstätte bei Neuenkamp (s. auch Kap. 6.1) und um Schmelzwasserablagerungen der Saale-Zeit mit nur lagenweisen oder linsenförmigen Kiesanreicherungen vorwiegend im Dreieck Lemgo – Papenhausen – Hörstmar. Eine nur geringe oberflächliche Verbreitung haben sandige Kiese und stark kiesige Sande der Terrassenablagerungen an den Bachläufen. Nur noch historische Bedeutung haben die ehemals umfangreichen Quarzsandabgrabungen an sechs Standorten (davon vier im Blattgebiet) im Raum Dörentrup – Neuenkamp. Im Folgenden wird eine kurze Übersicht der Entwicklung der Quarzsandgewinnung nach der ausführlichen Beschreibung von HAAS (1984: 375, 1985 a: 28) gegeben:

Der älteste Hinweis auf eine Nutzung dieses weißen Fein- und Mittelsandes („Silbersand“) bei Dörentrup stammt aus dem Jahr 1829 (MEIER 1964). Danach werden erste Abgrabungen – vorwiegend zur privaten Nutzung als Streusand für Wohnstuben – südlich

der Bundesstraße B 66 seit etwa 1780 vermutet. Die erste Sandgrube (R 99 850, H 67 000) für gewerbliche Zwecke ist wohl um 1830 angelegt worden; eine zweite Abgrabung (R 99 580, H 66 860) ist seit etwa 1850 in Betrieb. 1901 wurden schließlich alle Einzelgruben in der neugegründeten Dörentruper Sand- und Thonwerke GmbH vereint, deren Abbautätigkeit 1969 letztendlich eingestellt werden mußte. Zur Abgrenzung dieser Lagerstätte waren 1861 erstmals Bohrungen abgeteuft worden; die Zahl der Untersuchungsbohrungen ist bis 1995 auf über 150 angewachsen. Die größte Sandmächtigkeit wurde mit 48,7 m bei Neuenkamp (R 99 660, H 66 930) erreicht. Das Liegende der Quarzsande bilden glaukonitische Sande und Tone des Oligozäns oder Tonsteine des Unteren Lias. Der chemisch reine Quarzsand mit 99,85 % Kieselsäure (WEERTH 1929: 120) gehörte zu den hochwertigsten Quarzsandlagerstätten in Europa. Das Material fand als Glas- und Gießerei- sowie als Mauersand Verwendung. Schlechtere Qualitäten wurden zur Herstellung von feuerfesten Erzeugnissen genutzt (Kleb- und Stampfmassen, Formsand, HAAS 1991 b: 34).

Westlich von Lemgo erstrecken sich 3 – 10 m mächtige Sandkörper aus der Saale-Zeit mit schluffigen und kiesigen Lagen aus Muschelkalk- oder Keuper-Gestein sowie nordischen Komponenten. Allgemein liegt ein Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Lagen von Grobsand bis Fein- und Mittelkies vor. Ein Vorkommen dieser Schmelzwassersande, südlich von Leese gelegen, wird seit einigen Jahren abgebaut (Grube Brand). Erste Abgrabungen fanden bis etwa 1965 westlich der Verbindungsstraße Leese – Lemgo (R 90 280, H 67 370) statt. Seit 1983 wird der Nachschütt sand östlich der Straße systematisch abgegraben. 1995 stand nur noch ein Restvorkommen (R 90 880, H 66 820) zur Verfügung. Der großflächige Abbaubereich ist mit Abraum und Oberboden inzwischen wieder verfüllt worden. Das 5 – 8 m mächtige Sandvorkommen wird von Geschiebelehm der saalezeitlichen Grundmoräne unterlagert. Der Sand findet als Bau-, Mauer-, Putz- und Füllsand Verwendung.

Terrassenkiese in der Bega- und Isetalebene treten mit Mächtigkeiten zwischen 5 und 9 m auf. Diese sandigen Fein- und Mittelkiesvorkommen enthalten Komponenten aus einheimischen Keuper-, weniger Muschelkalk- und Jura-Gesteinen; nur vereinzelt findet sich nordisches Material. Ein Abbau der teilweise unter 2 – 4 m Auensedimenten liegenden Kieskörper hat bisher nur beschränkt stattgefunden. Lediglich einige alte zugewachsene Gruben entlang der Bega westlich bis südwestlich von Friedrichsfeld und eine kleine Auskiesung nördlich von Hörstmar (R 90 120, H 64 950; MESTWERDT 1916: 49) zeugen von ehemaliger Gewinnung.

6.2.2 Schluff, Ton und Mergel

Nutzbare bindige Lockergesteine finden sich im Blattgebiet in der weiten Bega- und Isetalebene als Geschiebe-, Löß- und Auenlehmdecke sowie als tertiäre Tone in einer schmalen Zone im Raum Neuenkamp. In den Hanglagen des umgebenden Berglandes treten sandig-tonig-kiesige Schluffe periglazialer Bildungen (Fließerde) und teilweise lößreiche Fließerden auf, die aber keinerlei wirtschaftliche Bedeutung haben.

Tertiärzeitlicher Ton wurde in den Jahren 1897 bis 1936 südlich von Neuenkamp (Tongrube „Bärenort“, R 99 380, H 66 300) und nordöstlich von Dinglinghausen (Tongrube „Lütte“, R 98 370, H 65 200) abgegraben (vgl. Kap. 6.2). Die glaziär stark gestauchten und

gequetschten Schichten hatten aber eine völlig unregelmäßige Lagerung, und in Verbindung mit dem zunehmenden Abraum war der Abbau letztlich nicht mehr wirtschaftlich.

Die unverwitterte Grundmoräne besitzt eine carbonathaltige Matrix aus schluffigem Ton bis tonigem Schluff mit einem bereichsweise unterschiedlich hohen Sandgehalt und einer unregelmäßigen Verteilung von Kies und Steinen. Ihre Mächtigkeit schwankt im Schnitt zwischen 5 und 10 m. Sie wird in der Regel von geringmächtigem Vorschüttssand unterlagert. Oberflächennah, das heißt bis in Teufen von 3 – 5 m, ist die Grundmoräne zu einem kalkfreien Geschiebelehm verwittert, der früher die Grundlage für die örtliche Ziegelherstellung bildete (vgl. Kap. 6.2).

Weichselzeitlicher Lößlehm überdeckt den Geschiebelehm flächendeckend mit bis zu 2 m Mächtigkeit; nur in wenigen Abschnitten werden auch 3 – 5 m erreicht. Unterhalb von 1,5 – 2,5 m kann kalkhaltiger Löß angetroffen werden. Lößlehm eignet sich nur in geringem Maße für die Verziegelung.

Die Auenablagerungen in den Bachläufen zeichnen sich durch einen deutlichen Anteil an organischer Substanz in Form von diffus verteiltem Schwemmhumus, anmoorig-torfigen Lagen und Pflanzenresten aus. Das Sediment besteht aus sandig-tonig-kiesigem Schluff und ist mitunter kalkhaltig. Die Mächtigkeiten können 1 – 4 m betragen.

6.2.3 Sand- und Schluffstein

Als bauwürdige Sandsteininformationen galten im Blattgebiet früher der Schilfsandstein des Mittleren Keupers und der Hauptsandstein an der Basis des Oberen Keupers. Sandsteine des Unteren Keupers sind dagegen meist zu geringmächtig und besitzen nur eine geringe bis mittlere Festigkeit. Kleinere Brüche wie die im Buchholz südlich Niedertalle (R 92 760, H 73 000), südlich und westlich vom Hof Meierkord (R 93 875, H 71 810 u. R 93 450, H 72 010) und am südwestlichen Hettberg (R 94 990, H 70 015) waren lediglich für den örtlichen Bedarf angelegt worden. Auch die Sandsteine der Buntsandstein-Formation im Blattgebiet sind wirtschaftlich unbedeutend. Die Sand- und Schluffsteine sind zum Teil tonig oder dolomitisch-kalkig gebunden, stark klüftig und mürbe und haben tonige Zwischenlagen. Eine kleine Abbaustelle lag an der Straße Rentorf – Niedermeien (R 96 230, H 70 830).

Schilfsandstein wurde dagegen in einigen Steinbruchbetrieben gewonnen, obwohl auch er nur eine mittlere Druckfestigkeit besitzt. Er sondert zum Teil in einzelnen Bänken ab, die mit dünnen Mergelsteinhorizonten wechsellagern, oder er tritt plattig in oft recht mürber Ausbildung auf. Es kommen aber auch stärkere und festere Bänke vor, die einen für den Hausbau brauchbaren Bruchstein lieferten. Infolge engräumiger Faziesänderungen war ein groß angelegter Abbau jedoch selten möglich. Zudem zerfällt der nur mäßig feste und verwitterungsanfällige Schilfsandstein in der Regel sehr rasch. Wie seine Festigkeit so ist auch seine Färbung außerordentlich variabel. Er erscheint in gelben, grauen und braunen Farbtönen, oft ist er auch rot oder violett gefleckt und geflammt. Seit Jahrzehnten stillgelegte Abbaustellen liegen nördlich von Istorf (R 88 900, H 71 995; R 88 760, H 71 975 u. R 88 640, H 72 035), nordwestlich von Strang (R 89 200, H 70 450), süd-

westlich von Marktfeld (R 98 450, H 68 270), im Maiboltetal (R 97 590, H 68 080), nordwestlich von Fahrenbreite (R 94 600, H 63 080) und südwestlich von Maßbruch (R 95 850, H 62 900).

Der meist quarzitisches Sandstein des Oberen Keupers hat ein dichtes oder körniges Gefüge. Er besitzt eine hohe Druckfestigkeit (mehr als 3 000 kg/cm², WEERTH 1929: 127) und war wegen seiner großen Verwitterungsbeständigkeit ein gesuchter Werk- und Bruchstein für den Hausbau (Mauersteine, Tür- und Fensterrahmen, Treppenstufen, Hofplatten usw.) oder er fand als Wegebaumaterial (Pflasterstein, Beschotterung) Verwendung. Mehrere Steinbrüche im Blattgebiet zeugen von einer regen Abbautätigkeit, wenn auch meist nur von lokaler Bedeutung. So besaß die Stadt Lemgo einen großen Steinbruch am westlichen Biesterberg (R 92 460, H 63 400). Weitere größere Gewinnungsstellen gab es südwestlich und nordwestlich von Behrensburg in der Lemgoer Mark (R 95 420, H 68 500 u. R 95 250, H 68 900), am südwestlichen Bienberg (R 90 610, H 68 520) und am südwestlichen Hünderser Berg (R 88 770, H 70 000 u. R 88 570, H 70 000).

6.2.4 Ton- und Mergelstein

Die über 40 meist kleineren Mergelsteingruben in den Ausstrichgebieten des Mittleren Muschelkalks, des Gipskeupers und des Steinmergelkeupers deckten früher den örtlichen Bedarf an Düngemergel. Die kalkhaltigen Tonsteine dienten dazu, die primäre oder eine sich infolge intensiver Bewirtschaftung allmählich einstellende sekundäre Kalkarmut der Böden auszugleichen. Die zunächst recht harten Tonmergelsteine zerfallen nach einer gewissen Zeit an der Luft in zahlreiche feine und feinste Bröckchen. Sie wurden auf die Felder gestreut und gaben dort ihren Kalkgehalt allmählich ab. Diese Nutzung hat mit der Einführung mineralischer Kunstdünger aufgehört. Deshalb sind auch viele Tonmergelsteingruben heute verfallen, aufgeschüttet oder stark überwachsen.

Die teilweise sehr harten und splittigen sogenannten Steinmergel, das sind dolomitisch-kieselige Tonsteine der Oberen Grauen Mergel des Gipskeupers und des oberen Teils des Steinmergelkeupers, sowie der Hauptdolomit des Unteren Keupers wurden vielfach als Schüttmaterial geringer Qualität für den ländlichen und forstlichen Wegebau im abbaunahen Bereich genutzt. Heute sind auch diese Vorkommen weitgehend ohne wirtschaftliche Bedeutung. Größere Abbaustellen im Hauptdolomit lagen im Maiboltetal am südwestlichen Steinernen Kopf (R 97 560, H 68 770) und östlich Mordkuhle (R 97 000, H 69 480); Steinmergel wurden zum Beispiel nordwestlich von Loholz (R 89 130, H 72 250; Gipskeuper) und wiederum im Maiboltetal (R 97 760, H 67 680; Steinmergelkeuper) gewonnen.

Tonsteine und oberflächennah stark verwitterte Mergeltonsteine des Oberen Keupers sowie des Unteren Juras lieferten in früheren Jahrzehnten einen Teil des Rohstoffbedarfs für die Ziegelindustrie innerhalb des Blattgebiets (vgl. Kap. 6.2). Die dunkel- bis braungrauen Tonsteine enthalten jedoch zum Teil kalkige oder sandig-quarzitisches Lagen, die zu Schwierigkeiten beim Brennprozeß führten. Von den alten Gruben existieren heute bestenfalls nur noch kleine Böschungsanschnitte. Teilweise haben sie wegen des gut abdichtenden tonigen Untergrundes auch als Mülldeponien Verwendung gefunden.

6.2.5 Kalk- und Mergelkalkstein

Kalk- und Mergelkalksteine des Unteren und Oberen Muschelkalks treten im nordöstlichen Blattgebiet in mehreren großflächigen Vorkommen im Zuge der Piesberg-Pyrmonter Achse zutage. Von wirtschaftlichem Interesse war im wesentlichen nur der Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks, der in einigen Steinbruchbetrieben gewonnen wurde. Das Vorkommen nordwestlich von Niederntalle (Steinbruch Vollmer) wird auch heute noch abgebaut (vgl. Kap. 10.1: Aufschl. 1).

Der mittelbankige, mitunter massige und reichlich von Muschelschill, insbesondere aber von Crinoidenstielgliedern durchsetzte, bläulichgraue Kalkstein wurde in der Vergangenheit wegen seiner Festigkeit und Verwitterungsbeständigkeit teilweise als Werkstein für den örtlichen Bedarf gebrochen. In der nahen Umgebung hat man ihn aber auch zur Herstellung von Brannt- und Düngekalk genutzt. Kalkbrennöfen zur Verarbeitung des Trochitenkalks existierten in den Steinbrüchen nordwestlich von Niederntalle (Steinbruch Vollmer), nordöstlich der Huxoler Mühle (R 94 770, H 70 900; erst seit 1926) und wohl auch im Bereich Kalköfen, nördlich des Windelsteins. Die heutige Verwendung des Trochitenkalks beschränkt sich auf die Herstellung von Wegebaumaterial in Form von Splitt und Schotter, als Frostschutz und als ungebundene Tragschichten (VOGLER 1977: 31).

Die 8,5 – 11,5 m mächtige basale Trochitenkalk-Folge, in die sich dünne Kalkmergelsteinlagen unregelmäßig einschalten können, wird von 4 – 6 m plattigen und dünnbankigen Kalk- und Tonmergelsteinlagen begrenzt. Im Hangenden folgen weitere 3,5 – 5,5 m harte Kalksteinbänke, die von einer bis zu 40 m mächtigen Tonstein-Kalkstein-Wechselfolge überlagert werden. Diese Schichten sind ohne Aufbereitung nur als Füllmaterial – etwa für Dammschüttungen – geeignet.

In der Vergangenheit gab es größere Kalksteinbrüche am südlichen und östlichen Steinberg (R 94 390, H 70 760; R 94 710, H 71 060 u. R 95 000, H 71 160), nordöstlich der Huxoler Mühle (R 94 770, H 70 900), bei Oberluhe (R 93 960, H 70 140), nördlich von Lüerdisser Bruch (R 94 620, H 69 860), am Herberg (R 96 300, H 72 700), westlich und südöstlich von Niedermeien (R 96 800, H 70 530 u. R 97 860, H 70 140), am nordwestlichen und südlichen Selser Berg (R 98 500, H 73 140 u. R 98 740, H 72 450; Betrieb 1947 – 1980) und im Bereich Kalköfen (R 96 420, H 68 880). Das Problem in den meisten Steinbruchbetrieben war der bergwärts rasch anwachsende Abraum aus Ceratiten-Schichten, die den Abbau immer wieder unwirtschaftlich machten. Der heute noch betriebene Steinbruch Vollmer nordwestlich von Niederntalle nutzt jedoch auch diese Schichten minderer Qualität. Es ist ein sehr flächenintensiver Abbau, der bis zu seiner Rekultivierung einen erheblichen Eingriff in das Landschaftsbild darstellt.

7 Hydrogeologie

(G. MICHEL)

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

Die hydrogeologischen Verhältnisse des Blattgebiets Lemgo sind wegen der komplizierten Lagerungsverhältnisse der Schichten besonders abwechslungsreich. Das Grundwasser zirkuliert vorwiegend auf Klüften und untergeordnet auf Schichtfugen der Kluftgrundwasserleiter. Im Nordost- und Nordteil sind vor allem lokal verkarstete Kalk- und Mergelsteine des Oberen Muschelkalks hydrogeologisch wirksam. Den Süd- und Westteil nehmen die zumeist tonig-mergeligen Gesteine der Lemgoer Mulde ein; wichtigster Grundwasserleiter ist dort der rund 65 m mächtige Steinmergelkeuper – zweitwichtigster der 20 – 30 m mächtige Schilfsandstein. Dieses Keuper-Gebiet wird in Ost-West-Richtung vom Begatal gequert, dessen Verlauf durch tiefe Subrosionssenken im Untergrund vorgezeichnet ist (vgl. Kap. 4.1.5). In dieser Zone ist ein quartärer Porengrundwasserleiter ausgebildet, in den aus tieferen Schichten mineralisiertes Grundwasser eintritt. Lediglich im Raum Brake ist eine Süßwasserkalotte vorhanden. Kleine und kleinste Wassereinzugsgebiete und die unübersichtlichen hydrochemischen Verhältnisse erschweren den Bau von Brunnen für die öffentliche Trinkwasserversorgung.

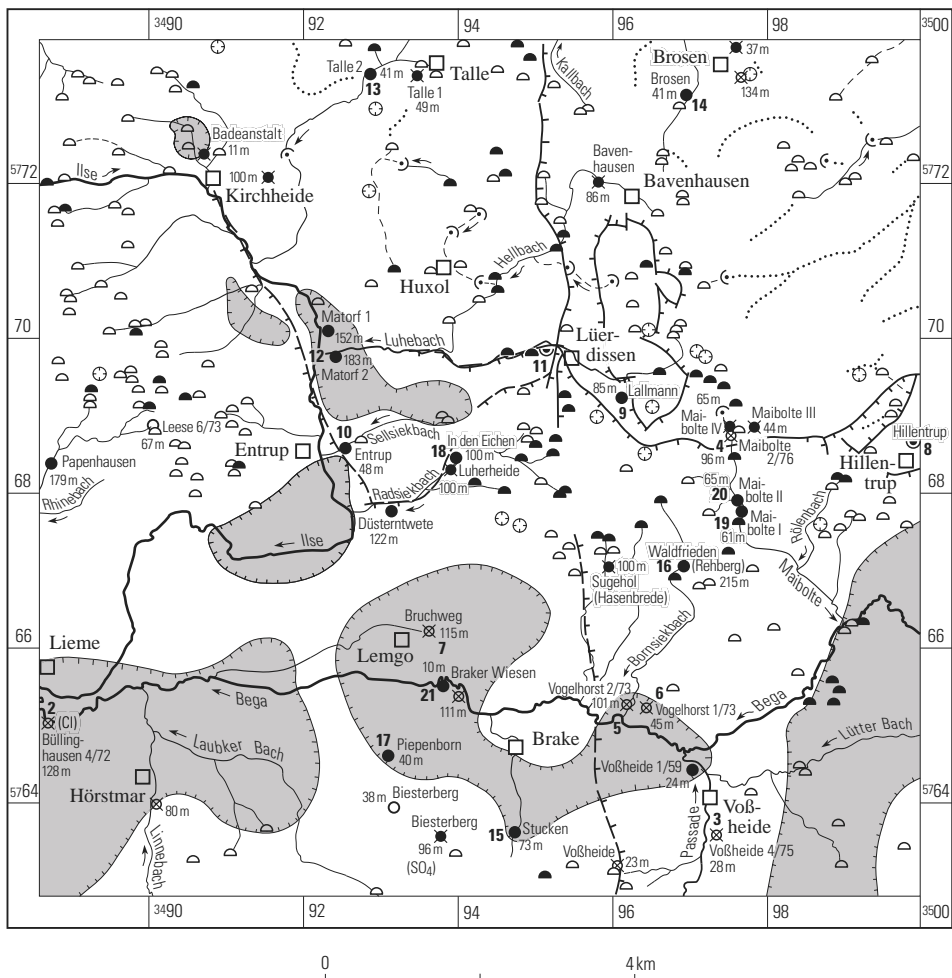
7.1 Hydrogeologischer Überblick

Eine erste Übersicht über die Grundwasservorkommen im Blattgebiet gab das Blatt Hannover (1955) der Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000. Eine regionale hydrogeologische Übersicht über Ostwestfalen-Lippe brachten HAGELSKAMP & MICHEL (1974). Die hydrochemischen Verhältnisse wurden erstmals in der Karte „Wasserwirtschaftliche Planung im Werregebiet – Grundwasserbeschaffenheit“ 1 : 100 000 (1980) von LEICHTLE dargestellt. Detaillierte Angaben zur Hydrogeologie des Blattgebiets und seiner Umgebung bietet schließlich das Blatt L 3918 Herford (1984) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, basierend auf den grundlegenden Untersuchungen von DEUTLOFF (1974).

Das Blattgebiet kann vier hydrogeologischen Bereichen zugeordnet werden, die sich weitgehend an die naturräumlichen Einheiten anlehnen (vgl. Abb. 2, S. 14):

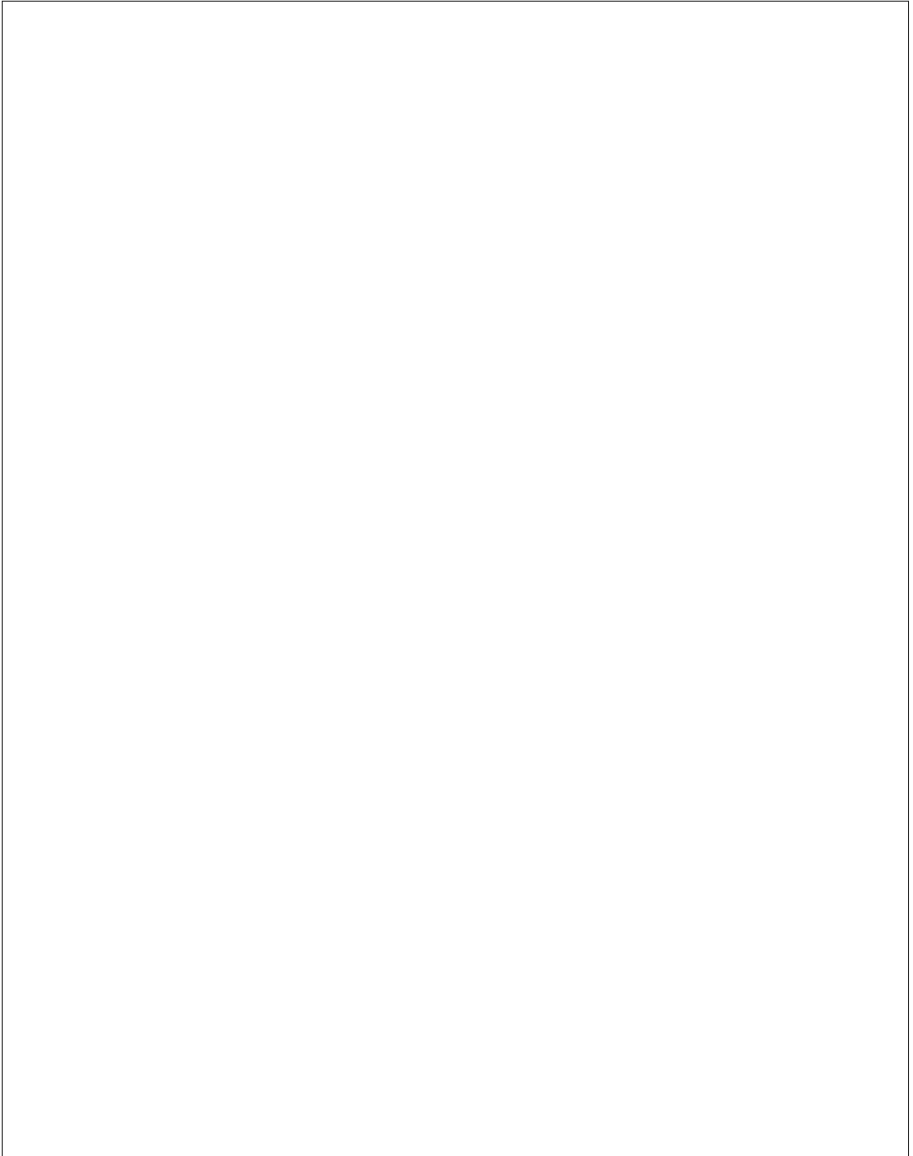
Wüstener Hügel- und Bergland, Taller und Hohenhausener Bergland
Lemgoer Mark (Lemgoer Berge)
Detmolder Hügelland
Begatal (Bega-Mulde u. Lemgoer Talbecken)

Das Wüstener Hügel- und Bergland sowie das Taller und Hohenhausener Bergland nehmen den Nordteil des Blattgebiets ein. Die stark gestörten Lagerungsverhältnisse der Schichten wurden von der über Niederntalle – Huxol – Luerdissen in Richtung Hillentrup verlaufenden Aufwölbung der Piesberg-Pyrmonter Achse geprägt. Im Bereich des Nordlippischen Störungsfeldes sind die Aufwölbung und ihre



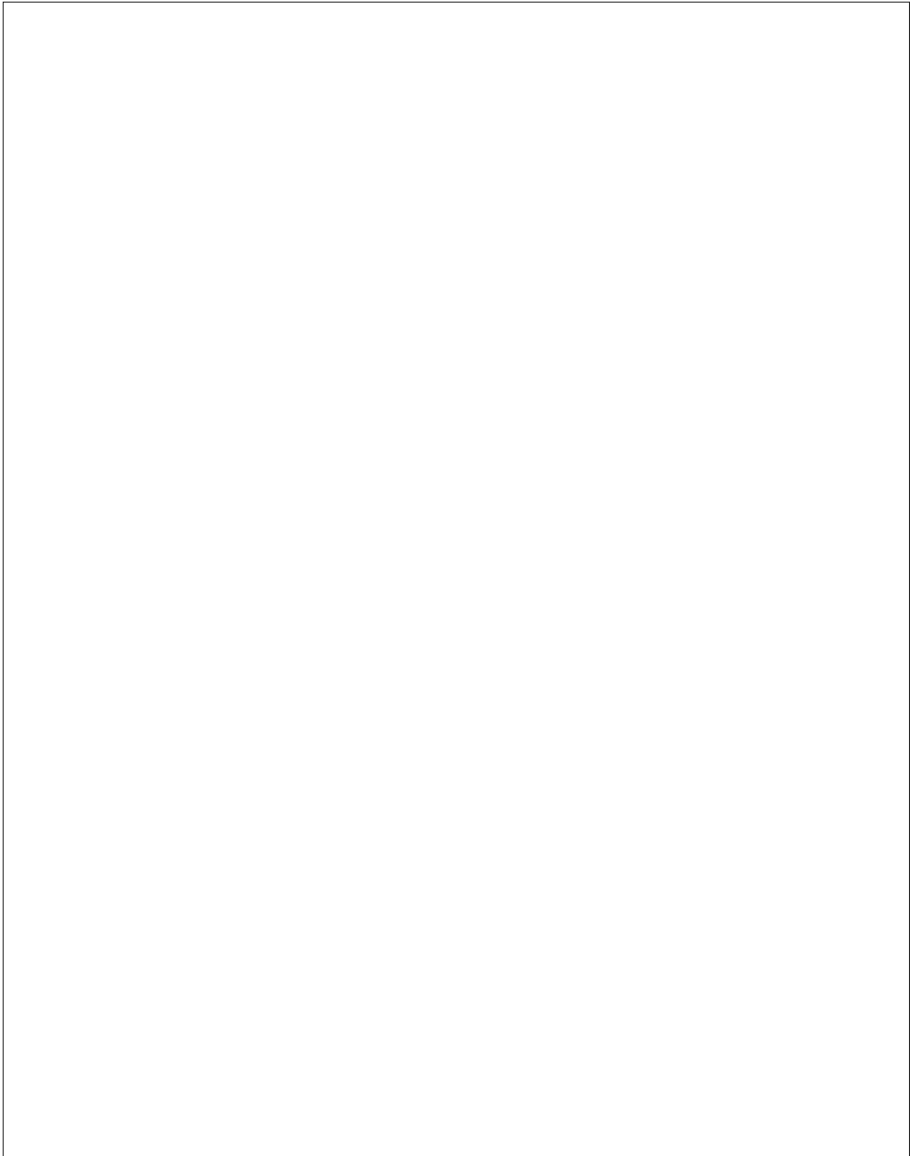
- | | | |
|--|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 8 Quelle, gefaßt, für Wassergewinnung 9 Förderbrunnen 5 Brunnen, nicht genutzt 8m Untersuchungsb Bohrung mit Sulfatwasser (SO₄) bzw. Chloridwasser (Cl), verfüllt Untersuchungsb Bohrung mit geringem Sulfatgehalt perennierende Quelle periodische Quelle | <p>z. T. mit Teufenangabe und laufender Nr. aus Tab. 10 (Nr. 1, Untersuchungsbohrung Lieme 1, liegt auf Blatt 3918 Bad Salzufen)</p> | <ul style="list-style-type: none"> Bachschwinde (Ponor) zeitweise trockenfallende Gewässerstrecke Trockental, höchstens episodisch wasserführend Erdfall Subrosionssenne wasserwegsames tektonische Störung (vermutet) |
|--|--|--|

Abb. 7 Hydrogeologische Übersicht



Nordflanke durch eine Schar von Querbrüchen in schmale Nord – Süd verlaufende Horst- und Grabenschollen zerlegt.

Kluftgrundwasserleiter sind die Dolomit- und Sandsteine des Unteren Keupers und die Kalksteine des Oberen Muschelkalks. In besonders gestörten Gebieten neigen diese zur Verkarstung, wie einige Erdfälle zeigen. Auch Bachschwinden treten auf, so im Wurmstal



östlich von Kirchheide, bei Rentorf, bei Niedermeien und im oberen Maiboltetal (Abb. 7). Größere Karstquellen liegen an der Huxoler Mühle, westlich von Lüerdissen (Tab. 10, Anal. 11) und nördlich von Hillentrup (Tab. 10, Anal. 8). Die beiden letztgenannten sind gefaßt und dienen der öffentlichen Wasserversorgung. Eine große Karstquelle östlich von Entrup wurde 1976 aufgebohrt und in einem 48 m tiefen, sehr ergiebigen Brunnen gefaßt (Tab. 10, Anal. 10).

Die ältesten im Teimer-Horstkomplex zutage tretenden Gesteine, die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, sind wegen ihres schmalen Ausstrichs und ihrer exponierten Höhenlage hydrogeologisch nur von untergeordneter Bedeutung. In einer Tiefe von wenigen 100 m sind dort im Zechstein allerdings versalzte Tiefenwässer zu erwarten.

Die Wassererschließung ist in diesem hydrogeologisch schwierigen Gebiet oftmals sehr aufwendig, wie am Beispiel des kleinen Ortes Brosen (Gemeinde Kalletal) mit ca. 500 Einwohnern gezeigt wird (HAGELSKAMP & MICHEL 1970). Mitte der 60er Jahre wurden hier drei Bohrungen mit insgesamt 212 Bohrmetern niedergebracht, um die benötigten $4 \text{ m}^3/\text{h}$ Wasser zu fassen. Die Bohrung 1 wurde in 37 m Tiefe eingestellt. Die Ergiebigkeit betrug $6 \text{ m}^3/\text{h}$, der Sulfatgehalt jedoch $1\,290 \text{ mg/l}$. Die Bohrung 2 wurde in 134 m Tiefe mit einem Enddurchmesser von 420 mm eingestellt. Sie hatte unerwartet einen aufgefüllten Erdfall angetroffen und blieb trocken. Erst die dritte Bohrung war in 41 m Tiefe in den Sandsteinen des Unteren Keupers mit einer Leistung von $35 \text{ m}^3/\text{h}$ und einem Sulfatgehalt von nur 30 mg/l erfolgreich (Tab. 10, Anal. 14).

Zwischen Entrup und Matorf ist in zwei Bohrungen unter den Lockergesteinen einer Subrosionssenke in Kalksteinen des Oberen Muschelkalks qualitativ gutes Grundwasser in ausreichender Menge (je $25 \text{ m}^3/\text{h}$) angetroffen worden (Tab. 10, Anal. 12).

Die Lemgoer Mark erstreckt sich weithin sichtbar als ein geschlossenes Waldgebiet. An der Geländeoberfläche stehen hier in weiten Bereichen quarzitisches Sandsteine des Oberen Keupers an. Hauptgrundwasserleiter ist der Steinmergelkeuper mit einer großen Trennfugendurchlässigkeit. Auf Süd – Nord gerichteten Klüftzonen bestehen hydraulische Verbindungen zu tieferen Aquiferen des Mittleren Keupers, die dort örtlich gipsfrei sind und somit keine sulfatischen Wässer enthalten. Der Grundwasserhaushalt der Lemgoer Mark wurde in einer Diplom-Arbeit (BECKER-WAHL 1978) untersucht.

Das Detmolder Hügelland, dessen nördlicher Teil zum Blattgebiet gehört, liegt im Bereich des Südflügels der Lemgoer Mulde und im Ostteil im Bereich des nördlichen Ausläufers des Meinberger Grabens. Grundwasserleiter ist der Steinmergelkeuper, welcher dort jedoch oftmals artesisch gespanntes Sulfatwasser führt. Eine Ausnahme ist der 40 m tiefe, sehr ergiebige Brunnen Piepenborn ($25 \text{ m}^3/\text{h}$; Tab. 10, Anal. 17).

Im Begatal sind die 7 – 9 m mächtigen Sande und Kiese der Niederterrasse (vgl. Abschnitt 3.6.1.3.1.1) als Porengrundwasserleiter wegen der unterschiedlichen Durchlässigkeiten und der oftmals ungünstigen chemischen Beschaffenheit des Grundwassers für die Wassergewinnung von keiner großen Bedeutung. Lediglich in den Braker Wiesen westlich Schloß Brake sind die hydrogeologischen Verhältnisse günstiger zu beurteilen. Dort stehen rund 10 m tiefe Brunnen in der Niederterrasse. Positive Betriebserfahrungen liegen seit 1920 vor. Durch umfangreiche Bohrprogramme in den Jahren 1972 bis 1976 wurde in der dortigen Subrosionssenke ein zweites, tieferes Grundwasserstockwerk in kiesig-sandigen Abschwemmungen nachgewiesen. Im dritten Stockwerk, dem Steinmergelkeuper, wurde Sulfatwasser angetroffen (Kap. 7.3).

Im Raum Dörentrup stehen unter der kiesigen Niederterrasse tertiäre Fein- und Mittelsande an. Die hydrogeologischen Verhältnisse dieses Vorkommens hat HAAS (1985 b) untersucht. Er gibt für die Durchlässigkeit der tertiären Sande k_f -Werte zwischen $1 \cdot 10^{-4}$ und $6,4 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ an. Die k_f -Werte des kiesigen Aquifers liegen dagegen zwischen $1,3 \cdot 10^{-2}$ und $1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. Charakteristisch ist auch hier die große Schwankungsbreite von hoher bis geringer Durchlässigkeit.

7.2 Grundwasserneubildung

Grundwasser bildet sich durch Versickerung von Niederschlagswasser. Dieser natürliche Vorgang wird Grundwasserneubildung genannt. Sie läßt sich aus den Ergebnissen meteorologischer und hydrologischer Messungen ableiten (vgl. Tab. 1, S. 17). Ihre genaue Ermittlung ist eines der schwierigsten Probleme der Hydrogeologie, vor allem deshalb, weil streng genommen die Erneuerungsrate von Quadratmeter zu Quadratmeter wechselt.

In der vereinfachten Wasserhaushaltsgleichung ($N = V + A_o + A_u$) gelten der Niederschlag (N) als Einnahme, die Verdunstung (V) und der Abfluß (A) als Ausgabe. Letzterer setzt sich aus dem oberirdischen (A_o) und dem unterirdischen Abfluß (A_u) zusammen.

Das Blattgebiet Lemgo liegt im Regenschatten des Teutoburger Waldes. Das langjährige Mittel der Niederschlagshöhe (N) beträgt je nach topographischer Lage zwischen 775 und 850 mm. Als mittlere jährliche Verdunstungshöhe werden für den Raum Lemgo rund 475 mm angegeben (Tab. 1). Der Abfluß kann als Restbetrag dessen, was die Verdunstung vom Niederschlag übriggelassen hat, angesehen werden. Bei der Betrachtung des Wasserhaushalts wird der Abfluß auf die Fläche des Einzugs- beziehungsweise des Niederschlagsgebiets bezogen und in $\text{l/s} \cdot \text{km}^2$ als Abflußspende angegeben oder, um den Vergleich mit den anderen Wasserhaushaltsgrößen Niederschlag und Verdunstung zu erleichtern, in Millimeter Wasserhöhe ($1 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2 = 31,5 \text{ mm/Jahr}$). Die Abflußspende im Bereich des Blattgebiets Lemgo beträgt nach den Gewässerkundlichen Karten von Nordrhein-Westfalen (1955) rund $11 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ oder etwa 340 mm Wasserhöhe.

Der unterirdische Grundwasserabfluß entspricht der Grundwasserneubildungsrate, welche von der Abflußspende abzutrennen ist. Dies ist nicht einfach. Im Blattgebiet wurden hierzu spezielle Untersuchungen durchgeführt. In der Lemgoer Mark lief ein mehrjähriges Meßprogramm, dessen Ergebnisse mit gewissen naturgegebenen Einschränkungen auf das ganze Blattgebiet übertragbar sind. Dort schwankte die Grundwasserneubildungsrate in den Trockenjahren 1976 und 1977 zwischen 119 und 191 mm, im Normaljahr 1978 zwischen 403 und 495 mm (MICHEL & SCHRÖTER 1981). Diese relativ hohe Rate ist auf erhöhte Neubildung in niederschlagsreichen Zeiten und auch auf Grundwasserneubildung in den Sommermonaten zurückzuführen. Im langjährigen Mittel kann für das Blattgebiet Lemgo eine Grundwasserneubildungsrate von 220 – 250 mm zugrunde gelegt werden.

In der gleichen Größenordnung liegen die von KÖHLER (1981) nach verschiedenen Methoden (Natermann, Wundt, Lysimetermessungen) ermittelten Werte. Er gibt für das $178,7 \text{ km}^2$ große Einzugsgebiet des Pegels Lindemannsheide (TK 25: 3918 Bad Salzufflen), welches das Blattgebiet Lemgo einschließt, folgende Werte für die Abflußspende und die entsprechende Wasserhöhe an:

1964:	$3,17 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$	100 mm/a
1970:	$9,50 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$	300 mm/a
Mittel 1964 – 1972:	$6,92 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$	218 mm/a

7.3 Grundwasserbeschaffenheit

7.3.1 Allgemeines

Im wesentlichen hängt die Grundwasserbeschaffenheit vom durchsickerten Boden, durchströmten Gestein, der Länge der Fließwege sowie der Verweildauer des Grundwassers im Untergrund ab. Bei einer genügend langen Verweilzeit stellt sich zwischen Gesteins- und Grundwasserbeschaffenheit annähernd ein hydrogeochemisches Gleichgewicht ein.

Neben der direkten Auflösung evaporitischer Gesteine – zum Beispiel Steinsalz und Gips –, welche zur Entstehung von Sole und Sulfatwasser führt, reichert sich das Wasser mit Inhaltsstoffen auch durch chemische Reaktionen an. So nimmt das kohlendioxidhaltige Niederschlagswasser beim Durchsickern humushaltiger Bodenhorizonte weiteres Kohlendioxid (CO_2) auf. Dieses CO_2 -haltige Sickerwasser reagiert mit den relativ schwer löslichen Erdalkalicarbonaten des Untergrundes, und es entstehen unter anderem Hydrogencarbonat-Ionen.

Als Produkt aller dieser Vorgänge ist die chemische Beschaffenheit des Grundwassers anzusehen, welches bei höherer Konzentration der gelösten Feststoffe (über 1 000 mg/l) als Mineralwasser bezeichnet wird.

Im Grundwasser gelöste Hauptinhaltsstoffe (über 10 mg/l) sind die Kationen Natrium (Na^+), Magnesium (Mg^{2+}), Calcium (Ca^{2+}) und die Anionen Chlorid (Cl^-), Hydrogencarbonat (HCO_3^-), Sulfat (SO_4^{2-}). Als Nebenbestandteile (0,1 – 10 mg/l) gelten Kalium (K^+), Mangan (Mn^{2+}), Eisen (Fe^{2+}), Strontium (Sr^{2+}) sowie Nitrat (NO_3^-) und Fluorid (F^-). Spurenstoffe im Grundwasser (<0,1 mg/l) können viele Elemente des Periodensystems sein, zum Beispiel Kupfer (Cu^{2+}), Blei (Pb^{2+}), Jod (J^-) und Brom (Br^-). Als Indikatoren für anthropogene Verunreinigungen gelten vor allem die Stickstoffverbindungen Nitrat (NO_3^-), Nitrit (NO_2^-) und Ammonium (NH_4^+) sowie Kalium (K^+) und Phosphat (PO_4^{3-}). Hinzu kommen Schadstoffe wie Chlorkohlenwasserstoffe (CKW), polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK oder PAH), organische Chlorverbindungen (TOCl) sowie Pflanzenbehandlungs- und Schädlingsbekämpfungsmittel (PBsM) und deren Metabolite (Abbauprodukte). Signifikante anthropogene Verunreinigungen, außer örtlich erhöhten Nitratgehalten, sind im Blattgebiet bisher nicht bekanntgeworden.

Als oberster Grundsatz gilt, daß Trinkwasser frei sein muß von Krankheitserregern und keine gesundheitsschädigenden Eigenschaften haben darf. Zur Beurteilung der Trinkwasserbeschaffenheit sind die Grenzwerte der Inhaltsstoffe in der Trinkwasserverordnung festgelegt (derzeit die ab 1. Januar 1991 gültige Neufassung vom 5. Dezember 1990).

Die Tabelle 10 enthält 21 Analysen von Grundwässern, wobei die Analysen 1 – 7 aus Untersuchungsbohrungen und die übrigen Analysen aus Gewinnungsanlagen der öffentlichen Trinkwasserversorgung stammen.

7.3.2 Mineralwasser

Im Begatal steigt innerhalb der großen Subrosionssenken höher mineralisiertes Grundwasser bis fast an die Geländeoberfläche auf (Tab. 10, Anal. 1 – 3, 5 – 7). Es ist im westlichen Bereich chloridischer, im östlichen Bereich sulfatischer Natur.

So wurde in der 60 m tiefen Bohrung Lieme 1 (TK 25: 3918 Bad Salzuflen) im Lias-Tonstein ein 0,5%iges Natrium-Calcium-Magnesium-Chlorid-Sulfat-Wasser angetroffen (Anal. 1). In der Bohrung Büllinghausen 4/72 wurde im Rhät-Tonstein sogar ein 1%iges Natrium-Calcium-Chlorid-Wasser mit 1 301 mg/l Sulfat erbohrt (Anal. 2). In beiden Fällen lag die förderbare Wassermenge jedoch unter 2 m³/h.

9 km östlich von dort weist der 24 m tiefe, im Porenaquifer verfilterte Brunnen Voßheide 1/59 ca. 45 mg/l Chlorid auf. Aus der etwa 1 km südlich gelegenen, 28 m tiefen Bohrung Voßheide 4/75 fließen seit 1975 aus einer Kluft im Hauptsandstein des Oberen Keupers mehr als 10 m³/h Calcium-Sulfat-Wasser aus (Anal. 3). In diesem Zeitraum ist der Sulfatgehalt von 900 mg/l auf über 1 300 mg/l angestiegen (Maximum im Dezember 1972: 1 441 mg/l), der Chloridgehalt von ursprünglich 18 mg/l auf knapp 200 mg/l. In der 45 m tiefen Bohrung Vogelhorst 1/73 war Calcium-Magnesium-Sulfat-Wasser mit 53 mg/l Chlorid angetroffen worden (Anal. 6).

Weitere im Bereich des Begatals niedergebrachte Bohrungen zeigten sehr hohe Sulfatgehalte, jedoch minimale Chloridanteile. Einige Beispiele werden genannt:

- eine 80 m tiefe, sehr ergiebige (50 m³/h) Bohrung unmittelbar südlich Hörstmar in den Steinmergelkeuper mit 1 300 mg/l SO₄²⁻,
- eine 101 m tiefe Bohrung bei Vogelhorst (2/73) nördlich Bentrup in den Unteren Lias (Anal. 5)
- eine 111 m tiefe Bohrung auf dem Gelände des Wasserwerks Braker Wiesen. Sie traf unter 57 m mächtigen quartären Schichten Steinmergelkeuper mit Sulfatwasser an (über 800 mg/l SO₄²⁻) an.
- eine 115 m tiefe, sehr ergiebige (40 m³/h) Bohrung auf dem Betriebsgelände der Stadtwerke Lemgo am Bruchweg in kiesige Abschwemmassen einer Subrosionssenke mit über 1 100 mg/l Sulfate und mit nur 7 mg/l Chlorid (Anal. 7).
- eine 96 m tiefe Bohrung (2/76) im oberen Maiboltetal (2 m³/h) in Mergelsteinen mit Gipseinschlüssen brachte ein Calcium-Sulfat-Wasser (Anal. 4).

Die Frage nach der Herkunft der gelösten Sulfate im Grundwasser unter den verschiedensten geologischen Voraussetzungen ist in vielfacher Hinsicht von großer Bedeutung für das Verständnis der hydrogeologischen Zusammenhänge. Als Sulfatlieferanten für diese Wässer sind Gips- und Anhydrit Horizonte aus Zechstein, Oberem Buntsandstein, Mittlerem Muschelkalk, Gipskeuper und Roter Wand möglich. Hinweise auf den Ursprung des Sulfats liefern die Isotope des Sulfatschwefels, es wurden entsprechende Untersuchungen durchgeführt (MICHEL & NIELSEN 1977). Dabei ergaben sich überraschende Befunde. Die Sulfate des artesisch austretenden Wassers im Raum Voßheide sind aus dem Zechstein abzuleiten (δ -³⁴S-Werte von 11,1 u. 12,8 ‰). Die Zerklüftung des Gebirges ist im nördlichen Abschnitt des Meinberger Grabens anscheinend noch tieferreichender, als bisher angenommen worden war (MICHEL & NIELSEN 1977: 209).

Die aus dem Raum Lieme und Bentrup untersuchten Sulfatwässer (Anal. 1, 5, 6) erlauben keine so eindeutige Zuordnung. Sie sind für eine Zechstein-Herkunft isotopisch zu schwer und für eine alleinige Ableitung von Keuper-Evaporiten isotopisch zu leicht (13,2 bis 14,6 ‰). Andererseits konnte mit dieser Methode in der westlichen Fortsetzung des Begatals (TK 25: 3918 Bad Salzuflen) an vier Stellen aufsteigendes Zechstein-Sulfatwasser bestätigt werden.

Die Probe auf Exempel brachte die Muschelkalk-Bohrung an der Maibolte (Anal. 4). Der δ -³⁴S-Wert von 18,5 ‰ bestätigte den aus dem Mittleren Muschelkalk gelösten Gips.

7.3.3 Süßwasser

Die Analysen 8 – 21 stammen aus Brunnen und zwei gefaßten Quellen der öffentlichen Trinkwasserversorgung. Sie wurden so ausgewählt, daß jeder Aquifer repräsentiert ist.

Im Grundwasser des Oberen Muschelkalks und des Unteren Keupers herrschen Calcium- und Hydrogencarbonat-Ionen vor (Anal. 8 – 12). Durch Einflüsse aus den unterlagernden Schichten des Mittleren Muschelkalks kann der Sulfatgehalt 200 mg/l übersteigen; entsprechend ist die Gesamthärte auch erhöht (20 – 27 °d).

Das Grundwasser aus den Sand- und Tonsteinen des Unteren Keupers (Anal. 13 u. 14) sowie des Schilfsandsteins (Anal. 19 u. 20) ist relativ gering mineralisiert; die Gesamthärte liegt zwischen 11 und 16 °d. Das Grundwasser aus dem kleinklüftigen Steinmergelkeuper (Anal. 15 – 17) schwankt in seiner Gesamtzusammensetzung zwischen 420 und 660 mg/l in Abhängigkeit von sulfathaltigen Zuflüssen aus den liegenden Keuper-Schichten. Dies ist besonders augenfällig bei dem 215 m tiefen Brunnen Waldfrieden (Anal. 16). In 200 m Tiefe fließt ihm aus einer großen Kluft ein sehr altes Mischwasser zu (GEYH & MICHEL 1977: 249). Der Sulfatgehalt betrug 1974 nur 33 mg/l, zum Zeitpunkt der Analyse (1994) jedoch 254 mg/l –, eine Tendenz, die bei Keuper-Wässern nicht ungewöhnlich ist.

Das Porengrundwasser des Wasserwerks Braker Wiesen (Anal. 21) weist eine Gesamthärte von 22,9 °d auf und ist relativ nitratarm.

In Tabelle 10 ist neben den wichtigsten Grundwasserinhaltsstoffen als weiterer beschreibender Parameter der Härtebereich nach dem § 8 des 33. Gesetzes über die Umweltverträglichkeit von Wasch- und Reinigungsmitteln („Waschmittelgesetz“) vom 20. August 1975 angegeben. Der Waschmittelverbrauch hängt proportional von der Wasserhärte ab. Es werden vier Härtebereiche unterschieden:

	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 Werte in Tabelle 10 zeigen an, daß im Blattgebiet überwiegend mit hartem bis sehr hartem Wasser zu rechnen ist.

7.4 Grundwassernutzung

Die ungünstigen hydrogeologischen Verhältnisse des Lippischen Keuper-Gebiets bereiteten der Grundwassergewinnung für Trink- und Brauchwasserzwecke von jeher Schwierigkeiten. Dies führte zur Fassung von Quellen und später zum Bau vergleichsweise vieler tiefer Brunnen mit relativ geringer Ergiebigkeit und oftmals auch geogen bedingten erhöhten Sulfat- und Chloridgehalten.

Der systematische Ausbau der Lemgoer Wasserversorgung begann um die Jahrhundertwende. 1899 wurden am Piepenborn südlich von Lemgo und im Sellsiektal östlich von Entrup Quellen aus dem Steinmergelkeuper und dem Oberen Muschelkalk

gefaßt und in die Stadt geleitet. Beide sind in veränderter und modernisierter Form noch heute in Betrieb. Anfang 1914 verliefen am oberen Radsiekbach und in der „Faulen Wiese“ Bohrversuche zur Wassererschließung erfolglos (ca. R 94 500, H 68 500).

1920 wurde in den Braker Wiesen südlich der Bega ein Pumpwerk errichtet und mittels zweier flacher Kiesschüttungsbrunnen aus den Kiesen der Niederterrasse bis zu 864 m³/d Grundwasser gefördert. Seit 1946 ist diese Anlage auf zwölf Brunnen erweitert worden, davon werden heute zwei nicht mehr genutzt. Der erste Hochbehälter entstand 1927 am Piepenborn. 1935 folgte der Gegenbehälter am Spiegelberg nördlich von Lemgo.

1954 wurde am Westrand der Lemgoer Mark in Luherheide der 100 m tiefe Brunnen „In den Eichen“ gebohrt. Das vorliegende Schichtenverzeichnis kann geologisch unterschiedlich gedeutet werden. Sehr wahrscheinlich sind aber der Obere Muschelkalk und der Untere Keuper gemeinsamer Grundwasserleiter, wobei eine Störung bei 72,5 m Tiefe angenommen werden muß. Das 300-mm-Bohrloch ist indes nur bis 50 m Tiefe (Gipskeuper) vollwandig verrohrt und darunter standfest und nicht verfiltert. Im Bereich einer Verwerfungszone sollte das Gebirge jedoch brüchig sein und hätte abgestützt werden müssen. Immerhin werden seit über 40 Jahren aus dem Brunnen 30 – 40 m³/h Grundwasser gepumpt.

Ebenfalls 1954 entstand für die damals selbständige Gemeinde Brake der 96 m tiefe, heute stillgelegte Brunnen am Biesterberg. Grundwasserleiter ist der Schilfsandstein. Zuflüsse aus liegenden und hangenden gipsführenden Schichten (Gipskeuper u. Rote Wand) verursachten eine Zunahme des Sulfatgehaltes um 300 mg/l auf über 1 300 mg/l im Jahre 1963. Aus diesem Grunde ist 1961 in den Steinmergelkeuper der 73 m tiefe artesische Brunnen Stucken gebohrt worden, welcher heute noch genutzt wird.

Die sehr ergiebige Quelle westlich von Lüerdissen, die aus dem Oberen Muschelkalk und dem Unteren Keuper im Bereich einer Verwerfung gespeist wird, ist 1960 für die Versorgung dieses Ortsteiles gefaßt worden (Wasserrecht 365 000 m³/a).

1966 wurde im zentralen Teil der Lemgoer Mark nach einer erfolgreichen Untersuchungsbohrung in den Steinmergelkeuper der 100 m tiefe Brunnen Sugehol, auch Hasenbreite genannt, gebaut. Er ist aus technischen Gründen seit einigen Jahren stillgelegt.

In den Trockenjahren 1963, 1964 und 1969 zeichneten sich allerorten in Lippe Versorgungsengpässe ab. Durch geschickte technische Notmaßnahmen, beispielsweise die Verlegung von provisorischen Verbindungsleitungen, konnten jedoch Wassernotstände verhindert werden. Danach forcierten der Regierungspräsident Detmold und das damalige Wasserwirtschaftsamt Minden Bohrprogramme zur Untersuchung grundwasserhoffiger Bereiche (MICHEL & MODEL 1975).

In Fortsetzung dieses Vorhabens wurden in den Jahren 1972 bis 1978 im Großraum Lemgo über 30 Untersuchungsbohrungen mit rund 2 600 Bohrm Metern niedergebracht und vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen hydrogeologisch und hydrochemisch ausgewertet. Dabei wurden einige der in der geologischen Karte dargestellten Subrosionssenken entdeckt und Aufstiegswege von tiefem Grundwasser erkannt. Neue Grundwassergewinnungsgebiete konnten eingegrenzt und erschlossen werden. Es handelt sich dabei um die beiden Brunnen in Matorf, vier Brunnen im Maiboltetal und die Brunnen Lall-

mann, Waldfrieden und Düsterntwete. Ferner wurde das Grundwasservorkommen der Braker Wiesen gründlich untersucht und dabei ein zweites pleistozänes Grundwasserstockwerk gefunden. Die ursprünglichen Quelfassungen am Piepenborn und in Entrup wurden durch Brunnen ersetzt. Seither können diese ergiebigen Vorkommen gleichmäßiger genutzt werden, und sie sind besser gegen nachteilige Oberflächeneinflüsse geschützt.

Die weit gestreuten Brunnen der Stadtwerke Lemgo verteilen sich auf vier Bereiche. Im Jahr 1995 stellt sich die Situation der öffentlichen Trinkwasserversorgung wie folgt dar:

Lemgoer Mark Nord mit den Brunnen Matorf 1 (152 m), Matorf 2 (183 m), Entrup (48 m), Lallmann (85 m) sowie der Quelfassung Lüerdissen. Hauptgrundwasserleiter ist in allen Fällen der Trochitenkalk.

Lemgoer Mark Süd mit den Brunnen Maibolte I (61 m), Maibolte II (65 m), Waldfrieden (= Rehberg; 215 m), In den Eichen (100 m) und Düsterntwete (122 m). Stillgelegt ist der 100 m tiefe Brunnen Sugehol (= Hasenbrede). Als Grundwasserleiter werden Schilfsandstein (Brunnen Maibolte I), teilweise mit oberstem Gipskeuper (Brunnen Maibolte II), Schilfsandstein und Steinmergelkeuper (Brunnen Waldfrieden), Steinmergelkeuper (Brunnen Sugehol) sowie Oberer Muschelkalk und zum Teil Unterer Keuper (Brunnen Düsterntwete und In den Eichen) genutzt.

Braker Wiesen mit neun Flachbrunnen (max. 9,8 m) und einem 32 m tiefen Brunnen im Porengrundwasserleiter des Begatals.

Lemgo-Süd mit den Brunnen Voßheide 1/59 (24 m) im Porengrundwasserleiter einer Subrosionssenke, Piepenborn (40 m) und Stucken (73 m) im Steinmergelkeuper.

Aus diesen 23 Fassungsanlagen wurden im Jahre 1990 rund 2,6 Mio. m³ Grundwasser zur Versorgung der Stadt Lemgo gefördert. Die Gemeinde Kalletal betreibt zwei im Jahre 1966 gebaute, jeweils 41 m tiefe Bohrbrunnen, die in Sandsteinen des Unteren Keupers verfiltert sind. Für den Brunnen Talle 2 ist eine jährliche Entnahmemenge von 104 000 m³ bewilligt, für den Brunnen Brosen 180 000 m³.

Die Stadtwerke Bad Salzuflen GmbH fördern seit 1982 aus dem 179 m tiefen Brunnen Papenhausen Grundwasser aus dem Steinmergelkeuper. Das Wasserrecht beläuft sich auf 240 000 m³/a.

Am äußersten östlichen Blattrand liegt die 1974 gefaßte Quelle Hillentrup, die aus dem Oberen Muschelkalk gespeist wird. Für diese besitzt die Gemeinde Dörentrup eine wasserrechtliche Bewilligung über 584 000 m³/a. 1994 wurden 480 000 m³/a für die Trinkwasserversorgung genutzt.

8 Ingenieurgeologie

(B. JÄGER)

Die geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes auf dem Blattgebiet werden im folgenden zusammenfassend beschrieben. Diese Beschreibung ist als Übersicht zu werten und kann für viele Baumaßnahmen notwendige fels- und bodenmechanische Spezialuntersuchungen nicht ersetzen.

Die natürliche Geländegestalt des Blattgebiets läßt sich grob in zwei Bereiche untergliedern: das Begatal, das im wesentlichen die Bega-Mulde und das Lemgoer Talbecken umfaßt, sowie das im Süden und Norden daran angrenzende Südliche und Westliche Lipper Bergland. Im Bereich des Begatals kommen vorwiegend Lockergesteine des Pleistozäns und Holozäns vor. Das Lipper Bergland ist überwiegend aus mesozoischen Festgesteinen der Trias und deren Verwitterungsbildungen aufgebaut. Locker- und Festgesteine verhalten sich geotechnisch verschieden, so daß sie dementsprechend im folgenden in zwei Einheiten beschrieben werden.

8.1 Festgesteine

In einem großen Teil des Blattgebiets – im Bereich des Lipper Berglandes – kommen an der Oberfläche Festgesteine des Muschelkalks und Keupers vor, untergeordnet auch des Buntsandsteins. Teilweise sind diese von geringmächtigen Verwitterungsbildungen und quartären Ablagerungen überdeckt.

8.1.1 Buntsandstein

Festgesteine des Buntsandsteins kommen an der Oberfläche des Blattgebiets nur zwischen Lüerdissen und Bavenhausen auf etwa 0,5 km² vor. Es handelt sich im wesentlichen um Ton-, Schluff- und Feinsandsteine des Oberen Buntsandsteins und um Sand- und Schluffsteine des Mittleren Buntsandsteins.

Bei den Sandsteinen sind etwa die obersten 2 m, bei den Schluff- und Tonsteinen etwa die obersten 3 m Felsoberfläche verwittert; die Gesteine sind in dieser Zone deutlich entfestigt und an Trennflächen aufgelockert. Das Trennflächengefüge in den Sandsteinen besteht aus Schicht-, Kluft- und Störungsflächen. Die Schichtflächen, die in Dezimeter- bis Meterabständen auftreten, fallen mit bis zu 50° recht steil ein, insbesondere in der Nähe von Störungen. Die Klüfte stehen meist senkrecht und erstrecken sich bis zu mehreren Metern, die ebenfalls steil stehenden Störungen bis zu mehreren 100 m. In den Schluff- und Tonsteinen kommen deutlich weniger Trennflächen vor.

Die weiteren ingenieurgeologisch-geotechnischen Eigenschaften der Buntsandstein-Festgesteine werden hier wegen ihrer geringen Verbreitung und Lage in einem Gebiet, in dem mit Baumaßnahmen kaum zu rechnen ist, nicht näher beschrieben.

8.1.2 Muschelkalk

Auf der nördlichen Blatthälfte sind mehrfach Festgesteine des Muschelkalks anzutreffen. Es handelt sich dabei überwiegend um Kalk- und Kalkmergelsteine des Unteren und Oberen Muschelkalks sowie in geringerer Verbreitung um Tonmergel- und Kalkmergelsteine des Mittleren Muschelkalks. Kalk- und Kalkmergelsteine sind deutlich gebankt bis plattig und überwiegend fest. Die Verwitterung in Form von Gesteinsentfestigung und -auflockerung reicht bis 2 m, stellenweise bis 3 m unter die Felsoberfläche. Durch Verkarstung (Kalklösung) können sich in Kalk- und Kalkmergelsteinen unregelmäßig geformte Hohlräume bilden, die zum Teil viele Meter unter die Geländeoberfläche reichen und mit nachgebrochenem Gesteinsschutt und Lockermaterial ausgefüllt sein können. Durch Nachbrechen in solche Hohlräume können an der Erdoberfläche Erdfälle entstehen.

Das Trennflächengefüge in den Kalk- und Kalkmergelsteinen wird durch Schicht-, Kluft- und Störungsflächen bestimmt. Wegen der tektonischen Überprägung sind Streich- und Einfallrichtung im Blattgebiet uneinheitlich; die Klüfte und Störungen stehen meist steil und erstrecken sich über mehrere Meter. In den Tonmergelsteinen sind die Schichtflächen engständig und bereichsweise durch Auslaugung von Gips aufgelockert; die Klüftigkeit ist generell weniger ausgeprägt, wobei die Klüfte sich meist nur über einige Dezimeter erstrecken.

Die Gebirgsfestigkeiten (E-Werte) liegen in den belastungsunempfindlichen, unverwitterten kalkigen bis kalkig-mergeligen Gesteinen zwischen 700 und 2000 MN/m², in den kalkig-mergeligen bis mergeligen Gesteinen zwischen 300 und 600 MN/m² und in den Tonmergelsteinen unter 300 MN/m². In den oberflächennahen Auflockerungszonen sinken die E-Werte zur Felsoberfläche hin bis auf 200 bis 50 MN/m² ab. Nach ihrer Lösbarkeit werden die Kalksteine nach DIN 18 300 überwiegend der Bodenklasse 7 (schwer lösbarer Fels) zugeordnet, die Kalkmergelsteine überwiegend der Bodenklasse 6 (leicht lösbarer Fels); die oberflächennahe Auflockerungszone unter der Lockergesteinsüberdeckung ist ebenfalls in die Klasse 6 einzustufen.

Bei Bauwerksgründungen sollte die Gründungssohle möglichst einheitlich im Fels liegen. Dies gilt insbesondere für setzungsempfindliche Bauwerke bei hoher Belastung. Treten in der Gründungssohle Verwitterungslehme auf, so sind diese auszuräumen und durch Magerbeton zu ersetzen. Im Verbreitungsgebiet der Kalksteine ist besonders auf durch Verkarstung entstandene Hohlräume im Felsuntergrund zu achten. Deren Ausdehnung, auch in die Tiefe, ist sorgfältig zu untersuchen (Aufgrabungen, Bohrungen; geophysikalische Messungen sind meist nicht geeignet), da hier besondere Gründungsmaßnahmen notwendig sind. Bei Baumaßnahmen am Hang muß an der Talseite eventuell mit Pfeilern, Brunnen oder Pfählen, die die Lockergesteinsdecke (beispielsweise Fließerde) durchteufen, gegründet werden.

Für die Standsicherheit von Böschungen ist neben dem Grad der Verwitterung und Auflockerung das Trennflächengefüge entscheidend. Bei der Anlage einer Böschung ist darauf zu achten, daß möglichst keine Fläche mit geringerer Neigung als die Böschung zur Luftseite hin einfällt. Dazu sind auch Verschneidungslinien zu rechnen, die beim Aufeinandertreffen zweier Flächen entstehen, wodurch keilförmige Ausbrüche hervorgerufen werden können.

Kalksteine sind als Straßen-, Damm- und Wegebaumaterial in abgestufter Körnung meist gut geeignet. Die Verwitterungsanfälligkeit nimmt mit steigendem Tonanteil zu. Deshalb sind Tonmergelsteine nur bedingt einbaufähig.

Die Wasserwegsamkeit im Kalkstein ist infolge der ausgeprägten Klüftigkeit – teilweise auch durch Karsthohlräume in Form unregelmäßiger Klufterweiterungen – gut. In den Tonmergelsteinen ist die Wasserwegsamkeit deutlich schlechter ausgebildet.

Für Deponien zur Ablagerung von Abfällen oder Reststoffen werden die Anforderungen an die geologische Barriere (vgl. TA Abfall und TA Siedlungsabfall) nicht erfüllt. Lediglich Gebiete mit gipsfreien Tonmergelsteinen können bei der Vorplanung von Deponien einbezogen werden.

8.1.3 Keuper

In einem großen Teil des Lipper Berglandes bilden Keuper-Ablagerungen den Festgesteinsuntergrund. Die Keuper-Gesteine werden teilweise von Verwitterungsbildungen, Grundmoräne, Lößlehm und anderen quartären Ablagerungen überdeckt, die zusammen mit den Talablagerungen in Kapitel 8.2 beschrieben werden. Im Blattgebiet sind tonige, mergelige und sandige Gesteine des Unteren, Mittleren und Oberen Keupers weit verbreitet.

Das Trennflächengefüge dieser Gesteine wird von Schicht-, Kluft- und vereinzelt von Störungsflächen gebildet. Die Schichten streichen zwar überwiegend Nordwest – Südost, durch die tektonische Überprägung gebietsweise aber auch in andere Richtungen; besonders an Störungen treten Schichtenverbiegungen auf. Die Schichtflächen halten in den zum Teil deutlich gebankten und abwechslungsreichen Gesteinsfolgen oft über mehrere Meter bis Dekameter aus. Vor allem die sandigen Gesteine sind deutlich geklüftet (Schilfsandstein, Hauptsandstein). Die Klüfte streichen meist um Nord – Süd und West – Ost und stehen überwiegend steil, sofern sie nicht bankrecht (senkrecht zu einer Gesteinsbank) stehen, und ihre Stellung somit vom Streichen und Einfallen der Schichten abhängt. Die Kluftflächen erstrecken sich im Dezimeter- bis höchstens Meterbereich und haben im allgemeinen einen Abstand von wenigen Dezimetern. Schilf- und Hauptsandstein sind von Klüften durchtrennt, die sich über mehrere Meter erstrecken und jeweils im Abstand von mehreren Dezimetern bis über 1 m auftreten.

Insbesondere die tonig-mergeligen Folgen sind oberflächennah angewittert. Die Zone starker Auflockerung (Entfestigung des Gebirges durch zahlreiche Trennflächen und Gesteinsverwitterung) reicht einige Dezimeter bis etwa 3 m unter die Felsoberfläche.

Vor allem die tonigen Gesteine des Mittleren Keupers (z. B. Rote Wand) verhalten sich in der oberflächennahen Auflockerungszone wie ein bindiges Lockergestein. Zwar sind diese Schichten gut verfestigt und wenig kompressibel, bei Gründungsmaßnahmen sind aber Eigenschaften und Kennwerte eines bindigen Lockerbodens anzusetzen; dies gilt insbesondere unter Wassereinwirkung. Im allgemeinen ist mit Grundwasserbeeinflussung nicht zu rechnen, da im Blattgebiet das Grundwasser in den Trennfugen erst in größerer Tiefe zu erwarten ist; jedoch neigen diese Gesteine zu Staunäsebildung und zum Aufweichen.

Ton- und Mergelsteine haben je nach Verwitterungsgrad unterschiedliche Festigkeiten. Die E-Werte liegen im unverwitterten Gebirge in der Größenordnung 1 000 bis 2 000 MN/m², können jedoch im oberflächennahen Verwitterungsbereich bis unter 100 MN/m² sinken. Sandsteine zeichnen sich im Durchschnitt durch höhere E-Werte aus, bei quarzitischer Ausbildung können für das Gebirge Werte von über 5 000 MN/m² angesetzt werden.

Tonig-mergelige Gesteine sind für den Dammbau nur bedingt geeignet, da sich unter Wassereinfluß ihre Konsistenz ändern kann. Beim Einbau muß unter Umständen lagenweise Kies mit eingebracht oder eine Stabilisierung mit Kalk versucht werden. Möglicherweise genügt es bereits, das Trocknen des Materials abzuwarten.

Mergelsteine sind nach DIN 18 300 in unverwittertem Zustand im allgemeinen in die Klasse 7 (schwer lösbarer Fels), Tonsteine und sonstige Gesteine der oberflächennahen Auflockerungszone in die Klasse 6 (leicht lösbarer Fels) einzustufen.

Für Bauwerksgründungen und die Standsicherheit von Böschungen gelten die in Kapitel 8.1.2 für den Muschelkalk gemachten Angaben. Verkarstung tritt in den Keuper-Gesteinen nicht auf; in den gipsführenden Ton- und Tonmergelsteinen des Gipskeupers der Roten Wand und des Steinmergelkeupers sind die Schichten durch Gipsauslaugung lagenweise stark aufgelockert. Die Auflockerung kann mehr als 10 m unter die Felsoberfläche hinabreichen.

Tonsteine des Lias treten nur in einigen wenigen Vorkommen von geringer Ausdehnung im Bega- und Ilsetal auf und werden deshalb hier nicht weiter beschrieben.

8.2 Lockergesteine

Ein großer Teil des Blattgebiets, vor allem die Bega-Mulde und das Lemgoer Talbecken, ist mit pleistozänen und holozänen Lockergesteinen von mehr als 2 m Mächtigkeit bedeckt. Dieses Ablagerungsgebiet wird von der Bega und ihren wichtigsten Zuflüssen Ilse, Passade und Linnebach durchflossen.

Im Untergrund des Blattgebiets sind bis jetzt sieben Subrosionssenken festgestellt worden (Kap. 4.1.5), die zwischen 0,2 und mehr als 7 km² (Blattgebietsanteil) ausgedehnt sind und insgesamt etwa 23 km² einnehmen. Diese Senkungstrichter sind mit quartären und tertiären Lockergesteinen verfüllt, die bis über 115 m mächtig sein können (vgl. Kap. 8.3).

8.2.1 Vor- und Nachschüttsand

Insbesondere im Lemgoer Talbecken treten in zahlreichen Einzelvorkommen vom Schmelzwasser der Inlandgletscher abgelagerte Sande und Kiese auf. Mächtigkeiten bis zu 10 m (22 m in Subrosionssenken) wurden festgestellt. Diese Ablagerungen sind im allgemeinen mitteldicht gelagert und eignen sich hervorragend als Baugrund. Stellenweise sind sie mit mehreren Metern Grundmoränematerial oder/und Löß überdeckt. Im ungestörten Boden kann die Gründung von Bauwerken mit Streifen- und Einzelfundamenten erfolgen (vgl. DIN 1054). Der Reibungswinkel ist mit bis zu 35° anzusetzen, die Kohäsion im allgemeinen mit Null. Der E-Wert kann bis zu 200 MN/m² erreichen. Das Material ist gut für die Dammschüttung geeignet. Nach DIN 18 300 sind diese Sande und Kiese der Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) zuzuordnen.

8.2.2 Grundmoräne

Die weitverbreitete und maximal 27 m mächtige Grundmoräne in Form von Geschiebemergel, oberflächennah zu Geschiebelehm entkalkt (vgl. Kap. 3.6.1.2.2.4), besteht im wesentlichen aus tonigem Schluff, dem Sand und bis zu etwa 20 % Kiese und Steine (eiszeitliche Geschiebe) beigemischt sein können. Dieses Gestein ist im allgemeinen gut konsolidiert und infolge der Vorbelastung durch über 100 m dickes Eis wenig kompressibel. Die Ausbildung des Geschiebelehms kann stark schwanken. Es gibt sowohl stark sandigen Geschiebelehm (Geschiebesand) als auch Vorkommen mit sehr hohem Ton- und Schluffanteil. Die E-Werte liegen im Bereich von 10 – 30 MN/m².

Bei Gründungen ist auf eine einheitliche Zusammensetzung des Geschiebelehms im Bereich der Gründungssohle zu achten. Die Gründungstiefe sollte wegen der Frostgefährdung wenigstens 1,0 m unter Gelände liegen. Bei der Gründung durch Einzel- oder Streifenfundamente, die für Häuser mit wenigen Geschossen ausreichen, müssen nach dem Aushub sofort die Fundamente betoniert oder eine Magerbetonsauberkeitsschicht eingebracht werden. Baugruben sollten in niederschlagsreichen Jahreszeiten nicht lange offenstehen oder gar überwintern, da der Geschiebelehm auf Vernässung und Frost empfindlich reagiert. Es ist ratsam, Baugrubenböschungen von über 1,5 m Höhe vorübergehend durch einen Verbau abzusichern (DIN 4124). Durch Vernässung kann die im Geschiebelehm meist vorhandene Kohäsion ($0,01 - 0,05 \text{ MN/m}^2$) bis auf Null zurückgehen, so daß sich Böschungen bis zu einer Neigung, die dem Winkel der inneren Reibung (etwa 20 bis 28°) entspricht, verflachen. Aus diesem Grunde können Böschungen im Geschiebelehm langfristig nur mit einer Neigung bis zu etwa 20° angelegt werden. Der genaue Reibungswinkel ist in einem solchen Fall durch Laboruntersuchungen festzustellen. Steilere Böschungsneigungen erfordern Sicherungsmaßnahmen. Wasserzuflüsse sind durch Dränagen abzuleiten.

Im Geschiebemergel (Kalkgehalt zwischen 10 und 20 %), der etwa ab 3 – 5 m unter der Geländeoberfläche auftreten kann, ist im allgemeinen mit vergleichbaren Kennwerten (E-Wert um 15 MN/m^2) zu rechnen. Auch hinsichtlich seiner sonstigen Eigenschaften, besonders der Wasserempfindlichkeit, ist der Geschiebemergel dem Geschiebelehm sehr ähnlich.

Geschiebelehm und Geschiebemergel sind nach DIN 18 300 der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) bei einer örtlich auftretenden Häufung von Grobgeschieben unter Umständen auch der Klasse 5 (schwer lösbare Bodenarten) zuzuordnen.

Bei der Vorplanung von Abfall- und Reststoffdeponien können Bereiche mit Geschiebelehm mit einem hohen Ton- und Schluffanteil wegen der geringen Durchlässigkeit des Materials einbezogen werden. Wegen des teilweise heterogenen Aufbaus (besonders bei zwischengelagerten Sanden) sind sorgfältige Untersuchungen notwendig.

8.2.3 Niederterrasse

Die Niederterrasse im Begatal setzt sich hauptsächlich aus Mittel- und Grobsand sowie Fein- und Mittelkies zusammen. Mächtigkeiten bis 9 m wurden festgestellt. Die Kornverteilung, Lagerungsdichte und andere bodenmechanische Kennwerte sind denen von Vor- und Nachschütt sand ähnlich. Demnach sind auch die Niederterrassensedimente ein sehr gut tragfähiger Baugrund. Allerdings liegt im Verbreitungsgebiet der Niederterrasse der Grundwasserspiegel meist nur 2 – 3 m unter Gelände. Dadurch können besondere Gründungsmaßnahmen erforderlich werden – das heißt, es muß entweder höher gegründet oder vorgesehene Keller müssen gegen Wasserzutritt abgedichtet werden (z. B. Wandengründung). Unter Umständen muß für eine derartige Gründung das Grundwasser vorübergehend abgesenkt werden. Die Sande und Kiese der Niederterrasse entsprechen der Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) nach DIN 18 300.

8.2.4 Fließerde

Die durchschnittlich 0,2 – 0,8 m mächtige Fließerde – solifluidal umgelagerte Verwitterungsbildungen aus Muschelkalk- und Keuper-Gesteinen sowie Löß (Lößfließerde) – ist in ihrem Verhalten zum Teil dem Geschiebelehm (s. Kap. 8.2.2) vergleichbar. Bei tonigen Fließerden ist jedoch mit einer stärkeren Wasserempfindlichkeit zu rechnen. Außerdem müssen andere Kennwerte als beim Geschiebelehm angesetzt werden. Der E-Wert liegt in der Größenordnung von 8 – 15 MN/m², der Reibungswinkel bei 15 – 17°, und die Kohäsion kann unter ungünstigen Verhältnissen mit Null angenommen werden. Demgegenüber treten in stark sandig-steiniger Fließerde stellenweise Reibungswinkel von über 27° auf. In Hanglagen ist es unter Umständen erforderlich, die Fließerde auszuräumen, damit in gleichmäßigem Untergrund gegründet werden kann. Ansonsten spielt Fließerde wegen der geringen Mächtigkeit bei Baumaßnahmen keine bedeutende Rolle. Fließerde gehört nach DIN 18 300 zur Klasse 4, den mittelschwer lösbaaren Bodenarten.

8.2.5 Löß

Der vor allem im Bereich des Bega- und Ilsetales weitverbreitete Löß ist weitgehend zu Lößlehm verwittert. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Dezimetern und 5,5 m. Die Eigenschaften des Lößlehms sind stark vom Wassergehalt abhängig. Der Lößlehm, der weitgehend aus Schluff besteht, kann im wassererfüllten Zustand bei geringer dynamischer Belastung mit Konsistenzänderung reagieren, das heißt, der Boden wird weich oder breiig.

Bei Gründungen sollte der Lößlehm nach Möglichkeit ausgeräumt werden. Ist dies nicht möglich, so sollte die Gründungssohle einheitlich im Lößlehm liegen. Während des Baugrubenaushubs ist der Zufluß von Wasser zu vermeiden. Das Oberflächenwasser ist schnell abzuleiten. Außerdem sollten keine vibrierenden Geräte im Gründungsbereich eingesetzt werden. Der Aushub ist vorsichtig vom Rande aus durchzuführen. Bei setzungsempfindlichen Bauwerken sind die letzten Dezimeter von Hand auszuheben. Zum Schutze der Baugrubensohle ist entweder eine Magerbetonsauberkeitsschicht einzubringen oder die Fundamente sind sofort zu erstellen. Bei Feuchtigkeit wird vor Einbringen des Magerbetons eine Sand-/Kiesschicht von 10 – 20 cm Dicke angeraten.

Nach DIN 18 300 entspricht der Lößlehm der Klasse 4 (mittelschwer lösbaare Bodenarten).

8.2.6 Auenlehm

Die im allgemeinen 1 – 3 m, in Subrosiossenken bis zu 4 m mächtigen Bach- und Flußablagerungen der Talauen bestehen in der Hauptsache aus einem tonigen bis sandigen Schluff, der lagenweise auch kiesig ausgebildet sein kann. Außerdem können geringmächtige humose Einlagerungen vorkommen.

Der zum Teil tonige Auenlehm ist mäßig bis wenig konsolidiert, belastungsempfindlich und als Baugrund kaum geeignet. Der E-Wert liegt je nach Zusammensetzung bei 5 bis 10 MN/m², bei humoser Ausbildung oder Torfeinlagen zum Teil wesentlich darunter. In den Talauen ist damit zu rechnen, daß das Grundwasser im allgemeinen etwa 1 m unter

Gelände und in niederschlagsreichen Jahreszeiten noch höher steht. Außerdem muß mit Überschwemmungen gerechnet werden. Da die durchschnittliche Mächtigkeit nur bis zu wenigen Metern beträgt, sollte bei Gründungen das Material nach Möglichkeit ausgeräumt und durch Kies ersetzt werden, der lagenweise einzubringen und zu verdichten ist. Dafür ist eine Wasserhaltung erforderlich. Es wird angeraten – wenn überhaupt –, nur in durch Eindeichung hochwassergeschützten Bereichen zu bauen. Maßnahmen gegen Wasserzutritt bei Kellergeschossen sind unvermeidlich.

Auenlehm ist nach DIN 18 300 der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten), zum Teil auch der Klasse 5 (schwer lösbare Bodenarten) zuzuordnen.

8.2.7 Niedermoor

In den Talauen von Bega und Ilse kommen an der Geländeoberfläche örtlich torfige Ablagerungen vor, die bis 2,3 m (im Durchschnitt 0,4 – 0,7 m) mächtig werden können. Torf und humoser, zum Teil feinsandiger Schluff und Ton zeichnen sich wegen des hohen Gehalts an organischen Substanzen durch besonders hohe Wassergehalte und große Kompressibilität aus. Diese Sedimente sind als Baugrund nicht geeignet und müssen ausgeräumt und zum Beispiel durch Kies ersetzt werden.

8.3 Allgemeine Hinweise

Das Blattgebiet Lemgo liegt nach der Karte der Erdbebenzonen (DIN 4149, Bauten in deutschen Erdbebengebieten) in der Zone 0, also in einem Gebiet, in dem nach den bisherigen Erkenntnissen keine nennenswerten Erdbebenschäden auftreten sollen. In einer Arbeit über historische Erdbeben in der Region des Teutoburger Waldes seit dem Jahre 1612 hat dagegen SPRINGHORN (1995) nachgewiesen, daß allein sieben Erdbeben, deren Epizentren im Rheinland gelegen haben, auch im Großraum Detmold makroseismisch registriert wurden. Immerhin sind drei Erdbeben bekannt, die auf tektonische Ursachen im Bereich des Teutoburger Waldes selbst zurückgehen. So ein Beben im Raum Bielefeld im Jahre 1612, eines im Raum Detmold (1767) und eines 1770 im Raum Alfhausen (ca. 30 km nordnordwestlich von Osnabrück). Während die Erdstöße von Bielefeld und Detmold sicherlich in Scherspannungen im Grenzbereich der Großstrukturen Niedersächsisches Tektogen, Rheinische Masse, Hessische Senke begründet liegen, die plötzliche Ausgleichsbewegungen zur Folge hatten, werden für das Erdbeben bei Alfhausen halotektonische Vorgänge angenommen. Die Einschätzung der DIN 4149 kann demnach für das Blattgebiet nur mit Einschränkungen Gültigkeit besitzen.

Die Dimensionierung der Fundamente und die zulässige Belastung des Baugrundes sind nach DIN 1054 (Zulässige Belastung des Baugrunds) zu berechnen. Außerdem wird auf DIN 18 300 (VOB-Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vorschriften für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten) und auf DIN 4095 (Baugrund. Dränung zum Schutze baulicher Anlagen) hingewiesen. Bei der Anlage von Baugrubenböschungen sind die Hinweise der DIN 4124 (Baugruben und Gräben. Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau) zu beachten.

Bei Baumaßnahmen – insbesondere bei Gründungen, die in frostfreier Tiefe liegen sollen – ist zu berücksichtigen, daß die Frosteindringtiefe 1 – 1,2 m betragen kann.

Sollen künstliche Aufschüttungen bebaut werden, sind spezielle Baugrunderkundungen notwendig, wobei die zeitliche Entwicklung der Aufschüttung zu berücksichtigen und das Schüttgut festzustellen ist. Je nach Schüttgut können auch chemische Untersuchungen notwendig werden.

Im Bereich des Blattgebiets sind nach dem derzeitigen Kenntnisstand sieben Subrosionssenken vorhanden, die mit Lockergestein (Sand, Kies, Schluff, Ton, humose Beimengungen) gefüllt und an der Geländeoberfläche nicht zu erkennen sind. Diese Senken nehmen immerhin rund 23 km² des Blattgebiets ein (vgl. Kap. 4.1.5). Subrosion – Auslaugung von Steinsalz und Gips im Untergrund – kann an der Oberfläche auch Erdfälle verursachen (PRINZ 1973). Im Blattgebiet ist kein rezenter Erdfall bekannt. Das Beispiel Bad Seebruch in Vlotho (DEUTLOFF & HAGELSKAMP & MICHEL 1974) zeigt jedoch, daß in diesem Gebiet Erdfälle nicht völlig auszuschließen sind.

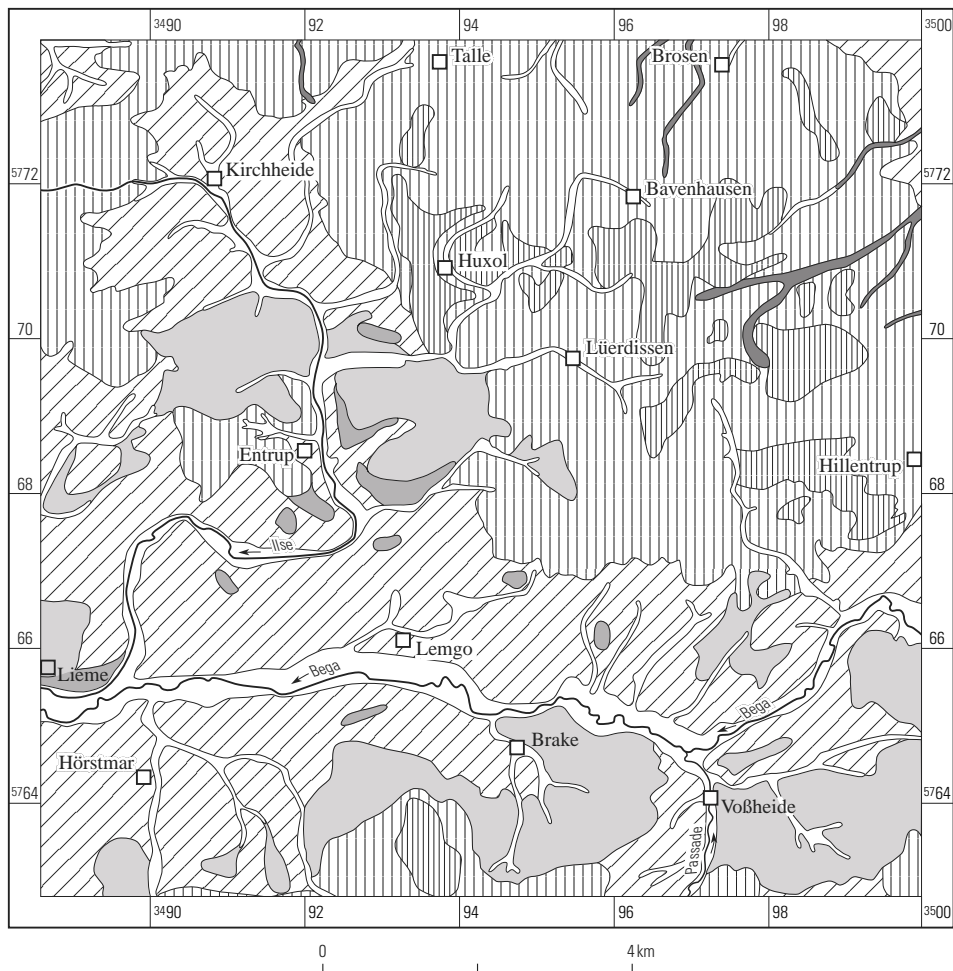
9 Böden

(H. J. BETZER)

Die Böden des Blattgebiets sind ausführlich auf der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3918 Herford (1984; südöstlicher Quadrant), dargestellt. Für die Verknüpfung mit anderen Daten wird der Karteninhalt auch digital vorgehalten. Außerdem liegen großmaßstäbliche analoge Bodenkarten im Maßstab 1 : 10 000 zur forstlichen Standortkartierung der Waldflächen des Forstamtes Brake (1964) sowie solche der landwirtschaftlichen Nutzflächen der Gemeinden Kalletal (1987), Bad Salzuflen (1983) und des Wasserschutzgebiets Dörentrup-Hillentrup (1985) im Maßstab 1 : 5 000 vor.

Im Rahmen dieser Erläuterung werden den in der geologischen Karte dargestellten stratigraphisch-petrographischen Einheiten insgesamt sieben Bodengesellschaften zugeordnet, deren Verbreitung in Abbildung 8 dargestellt ist. Die Grenzen wurden durch Aggregierung von Einheiten der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 entnommen, allein die Verbreitung der Braunerden aus tonigem Lehm wurde entsprechend den jüngeren Kartierungen im Maßstab 1 : 5 000 sowie den neueren Blättern des Kartenwerks „Die Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung 1 : 5 000“ aktualisiert. Die bodenkundliche Einstufung erfolgte nach der „Bodenkundlichen Kartieranleitung“ (AG Bodenkunde 1982).

Die Böden des Blattgebiets sind durch die Einwirkung des Bodenwassers, des Klimas, der Pflanzen und Tiere sowie durch menschlichen Einfluß auf das Ausgangsgestein entstanden. Während die quartären feinkbodenreichen Sedimente wie der Löß vorwiegend von der holozänen Bodenbildung und jüngeren Umlagerungsprozessen (Solifluktion) geprägt wurden, nimmt mit zunehmendem Grobbodengehalt und Anteil an Verwitterungsmaterial der mesozoischen Festgesteine der holozäne Einfluß ab. So wurde in den löß-armen Lemgoer Bergen der periglaziale Hochflächenlehm aus Verwitterungsmaterial der



Braunerde, z. T. Rendzina-Braunerde (1)



aus Hochflächenlehm oder Fließerde (Pleistozän) aus dem Verwitterungsmaterial der unterlagernden Festgesteine (Muschelkalk, Mittlerer Keuper)

Braunerde (2)



aus lößlehmreicher Fließerde oder Hochflächenlehm über Fließerde oder Hochflächenlehm (Pleistozän) aus dem Verwitterungsmaterial der unterlagernden Festgesteine (Trias)

Braunerde, z. T. Pseudogley-Braunerde (3)



aus Vorschütt-sand, Nachschütt-sand oder Grundmoräne (Pleistozän), z. T. über Ton- oder Mergelstein (Keuper)

Parabraunerde, z. T. Pseudogley-Parabraunerde (4)



aus Löß oder Lößfließerde (Pleistozän), z. T. über Vorschütt-sand, Nachschütt-sand oder Grundmoräne (Pleistozän), örtlich über Ton- oder Mergelstein (Keuper)

Pseudogley (5)



aus Löß oder Lößfließerde (Pleistozän), z. T. über Nachschütt-sand oder Grundmoräne (Pleistozän), örtlich über Tonstein (Keuper)

Gley, im Begatal Brauner Auenboden (6)



aus bindigen Bachablagerungen oder Auenlehm (Holozän), im Bega- und Ilsetal über Niederterrasse (Pleistozän), im Bergland über Fließerde (Pleistozän), Ton- oder Mergelstein (Muschelkalk, Keuper)

Kolluvium (7)



aus holozän umgelagertem Lößlehm, z. T. über Fließerde (Pleistozän), Ton-, Mergel- oder Kalkstein (Muschelkalk, Keuper)

Festgesteine im Holozän nur geringfügig bodengenetisch überprägt. Tiefgründige chemische Verwitterung (z. B. Lösungsverwitterung bei Kalksteinen) oder physikalische Verwitterung (z. B. Zerkleinerung von Festgestein bis zu Grobton durch Frostverwitterung) sind pleistozän- oder tertiärzeitlich. Ihre Produkte treten oft basal in Fließerde oder Hochflächenlehm eingearbeitet auf. Die Bodengenese an einem Standort wird in fast allen sieben Bodengesellschaften von Umlagerungsprozessen des Bodenmaterials unterbrochen, im Holozän vielfach als Folge des Ackerbaus.

9.1 Böden der Beganiederung und ihrer Seitentäler

Etwa die Hälfte des Blattgebiets ist nach der geologischen Karte von pleistozänen Lockersedimenten bedeckt.

Die holozänzeitlichen Talböden der Bega und ihrer Zuflüsse sind aus Auenlehm entstanden. Dessen Sedimentationsgeschichte geht auf die Agrargeschichte dieser Landschaft und einige extreme Niederschlagsereignisse zurück. Nur in den breiten Tälern von Bega und Ilse wird der Auenlehm von Niederterrassensand und -kies unterlagert, in den schmalen Bergsiefen herrschen im Untergrund steinreiche Fließerde oder Festgestein vor. Die Bodenentwicklung wird vom basenreichen Grundwasser und dessen Schwankungsbereich bestimmt. Es haben sich überwiegend nur als Grünland oder Wald nutzbare Gleye (6) und in dem breiten Begatal überflutungsgefährdete Braune Auenböden (6), meist aus schwach humosem lehmigem Schluff bis schluffigem Lehm, entwickelt.

An den weiten flachen Unterhängen dominieren meist tiefgründige Parabraunerden (4) aus Löß und Lößfließerde. Diese Standorte gehören zu den wertvollsten landwirtschaftlichen Nutzflächen. Sie sind fast jederzeit zu bearbeiten und verfügen über eine hohe Wasser- und Nährstoffspeicherkapazität. Durch die Tonverlagerung in den Unterboden tritt besonders in ebenen Lagen in diesen Tiefenstufen Staunässe auf. Diese Pseudogley-Parabraunerden (4) kommen eng vergesellschaftet mit den Parabraunerden vor.

An stärker erodierten, meist flachen Lößunterhängen, oft auch bei dicht unter der Oberfläche anstehender tonig-schluffiger Grundmoräne treten Böden mit langanhaltender Staunässe im Oberboden – Pseudogleye (5) – auf. Bei mächtiger Lößauflage ist meist eine Tonverlagerung vorausgegangen und Ursache für die Staunässebildung. Bei landwirtschaftlicher Nutzung sind diese Böden natürliche Grünlandstandorte, für die Ackernutzung ist Dränung erforderlich.

Auf einigen kleinen flachen Kuppen und Rücken der Niederung sowie bei der Ilsemündung ist der Löß nahezu vollständig erodiert. Gut wasserdurchlässiger pleistozäner Vor- und Nachschütt sand, örtlich auch sandige Grundmoräne, treten an die Oberfläche. Bodenartlich dominiert ein zum Teil steiniger, grusiger oder kiesiger, lehmiger Sand. Die gute Durchlüftung des Bodens ist durch die homogene braune Farbe (Braunerden aus lehmigem Sand) erkennbar, die zur Basis hin in die geogenen, zum Teil bunten Farben übergeht. Hier hat sich eine Braunerde aus lehmigem Sand (3) entwickelt. In den Grundmoräneböden wirken meist die tonig-schluffigen Abschnitte im tieferen Unterboden als Staukörper für das Sickerwasser, so daß hier Pseudogley-Braunerden (3) ent-

standen sind. Im Gegensatz zu den Pseudogleyen mit vernähten Oberböden wirkt sich die Staunässe auf den trockenheitsgefährdeten leichten Böden eher positiv auf die landwirtschaftliche Nutzung aus.

9.2 Böden des Lipper Berglandes

Die Bodenlandschaft des stark gegliederten, tief zertalten Lipper Berglandes deckt sich weitgehend mit den in der geologischen Karte als Festgesteine der Trias dargestellten Bereichen. Dies ist vorwiegend der nordöstliche Quadrant des Blattgebiets, das Teller und Hohenhausener Bergland und die Lemgoer Berge. Die Grundwasserböden, die Gleye (6), der oft tief eingeschnittenen Bachtäler, die fast alle in das Begatal münden, wurden in Kapitel 9.1 beschrieben.

Einige dieser zum Teil tief eingeschnittenen Täler am Nord- und Ostrand des Gebiets sind in Kalk- und Mergelsteine des Muschelkalks eingetieft. Aufgrund der Wasserlöslichkeit des Kalks und des ausgeprägten Kluftsystems dieser Festgesteine sind diese verkarstet, und das Bachwasser fließt im Festgestein ab. Demnach sind die humosen, lehmig-schluffigen Talfüllungen – überwiegend aus erodiertem Löss – Kolluvien (7). Diesen Böden wird von angrenzenden Ackerflächen auch heute noch erodiertes Bodenmaterial zugeführt, so daß – wie bei den Gleyen und Braunen Auenböden – die Bodenentwicklung immer wieder von Umlagerungsprozessen unterbrochen oder überprägt und der Boden gekappt oder überdeckt wird. Deshalb kann in diesen Bereichen eine ungestörte Bodenentwicklung kaum ablaufen. Diese Bodengesellschaften stehen für eng verzahnte holozäne Bodenbildung-Sedimenttransport-Komplexe.

Die Böden an den Hängen, auf den Hochflächen und Rücken sind keine holozänen Bildungen der in der Karte dargestellten Festgesteine. Diesen liegt eine für jedes Festgestein und dessen Stellung im Relief jeweils typische Abfolge meist geringmächtiger periglazialer Deckschichten – großteils aus den Festgesteinen hervorgegangen – auf. Die periglazialen Deckschichten sind das Ausgangsmaterial der – von Podsoligkeit, Tonverlagerung und Staunäseeinfluß abgesehen – meist nur sehr schwachen, vom Aufbau der Deckschichten weitgehend vorherbestimmten holozänen Bodenbildung. Der Arbeitskreis Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft parallelisiert bisher verwandte Deckschicht-Begriffe als „Lagen“ und definiert diese (ALTERMANN 1993). Für die Gesteine des Keupers liegt eine Arbeit aus dem östlich angrenzenden Gebiet Extertal (BETZER 1993) vor. In der östlich angrenzenden Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 3920 Rinteln (1996), sind Verbreitung, Petrographie und Mächtigkeit der Deckschichten – jeweils bezogen auf das Ausgangsgestein – kleinmaßstäblich dargestellt. Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit wurden diese periglazialen Deckschichten in der geologischen Karte nicht berücksichtigt.

Im Nordostquadrant des Blattes liegt dem Festgestein ein zweischichtiges Sediment auf. Die basale Schicht (Basislage) ist durch solifluidale und -mixtive periglaziale Prozesse aus dem Liegenden entstanden. Ihre Mächtigkeit und Petrographie werden vom Festgestein im Liegenden und dessen Stellung im Relief bestimmt. So bilden die frostanfälligen Kalkstein-Tonmergelstein-Wechselfolgen der Ceratiten-Schichten auf den Hochflächen einen 4 – 8 dm mächtigen steinig-grusigen, tonigen Lehm, der oberflächlich nur 1 – 2 dm tief entkalkt ist. Die plattigen Sandsteine des Schilfsandsteins sind zu sehr

stark steinigem, grusigem, lehmigem Sand aufgefroren, verwürgt und teilweise solifluidal bewegt. In der grobbodenreichen basalen Schicht (Basislage) dominieren fast immer die Farben des Ausgangsgesteins. Vor allem, wenn fossile tonige Bodenbildungen, zum Beispiel aus Tonstein des Oberen Keupers, oder toniges Grundmoränematerial eingemischt sind, tritt sie als kontrastreich marmorierter Staukörper auf. Fast nur auf Steilhängen und Klippen fällt die basale Schicht aus.

Diese lößfreie basale Schicht ist flächendeckend von einem etwa 4 – 6 dm mächtigen, lößdominierten Sediment (Hauptlage) überzogen. Es enthält nur geringe Anteile der unterlagernden Festgesteine, meist als Grus und Steine. Es ist locker gelagert und verbraunt. Somit wurden fast flächendeckend mittel- bis tiefgründige Braunerden aus lehmigem Schluff (2) ausgewiesen, die bei tonig-lehmiger Ausprägung der basalen Schicht im Unterboden oft pseudovergleyt sind. Besonders über Gesteinen des Mittleren Keupers und des Muschelkalks sind diese Basislagen gegenüber der Hauptlage basenreicher.

Infolge der Übernutzung der nordostlippischen Wälder im 16. und 17. Jahrhundert sowie durch die zum Teil 1000 Jahre lange landwirtschaftliche Nutzung (altsächsisches und anschließend karolingisch-ottonisches Siedlungsland) ist die lößhaltige Deckschicht örtlich bis auf geringe Reste erodiert. Die festgesteinsfarbene lößfreie Basisschicht gelangt an die Oberfläche. Über den Gesteinen des Muschelkalks, Gipskeupers, Steinmergelkeupers sowie der Roten Wand ist dies ein 2 – 8 dm mächtiges Verwitterungsprodukt aus Tonstein und Rückstandstonen der Kalk- und Mergelsteinverwitterung. Es dominieren flachgründige Braunerden aus zum Teil steinigem, grusigem, tonigem Lehm (1). Insbesondere über den Härtlingen des Muschelkalks treten basenreiche Rendzina-Braunerden (1) auf.

10 Aufschlüsse und Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen sind gegenwärtig die Schichtenverzeichnisse von 279 Kern- und Spülbohrungen aus dem Blattgebiet vorhanden (Stand 31. Oktober 1995). 54 Bohrungen wurden im Rahmen der geologischen Neubearbeitung abgeteuft; die übrigen haben der Grundwassererschließung und -beobachtung (104), der Lagerstättenerkundung (102), der Baugrunduntersuchung (12) und der Untersuchung von Ablagerungen (7) gedient. 111 Bohrungen erreichten dabei eine Endteufe von bis zu 20 m, 106 Bohrungen bis zu 50 m; weitere 51 Bohrungen wurden in Teufen bis 100 m niedergebracht, und 10 Bohrungen durchteuften den Gesteinskörper bis etwa 200 m. Die tiefste Bohrung des Blattgebiets hatte eine Endteufe von 215 m. Während der Geländeaufnahme wurden außerdem 307 mechanische Schlitzsondierungen von 2 – 10 m Tiefe niedergebracht, davon 155 Fremdbohrungen.

Nachstehend sind einige Schichtenverzeichnisse von Aufschlüssen und Bohrungen aufgeführt, die einen Einblick in die Abfolge und Ausbildung der Schichten geben, zumal einige Schichtenglieder im Blattgebiet nur vergleichsweise schlecht aufgeschlossen sind oder gar nicht anstehen. Die Nummern der Aufschlüsse und Bohrungen stimmen mit denen der Bohr- und Aufschlußpunkte in der geologischen Karte überein.

10.1 Aufschlüsse

Von einigen guten Aufschlüssen innerhalb des Blattgebiets liegen bereits eingehende Profilbeschreibungen vor, die im Rahmen von Diplom-Arbeiten (SCHULZ, N. 1990) oder Dissertationen (ROHDE 1963 b, SCHWENKE 1993) erstellt wurden. Im folgenden werden einige Profilaufnahmen in gekürzter, teilweise auch erweiterter Form wiedergegeben.

Aufschluß 1

Name:	Kalksteinbruch Vollmer	
Lage:	am Rottberg, nordwestlich von Niederntalle; R 91 700, H 73 750; +230 m NN	
Bearbeiter:	P. ROHDE (1963 b: 26), N. SCHULZ (1990: 106), W. SCHWENKE (1993: Taf. 8)	
1,10 m	Mergeltonstein, z. T. blättrig, grau, braun-grau	Ceratiten-Schichten (Dolomitische Grenzschichten)
0,38 m	Kalksteinbank, grau; mit <i>Coenothyris vulgaris</i> (<i>ostracina</i> -Bank)	" (Jüngere Ceratiten-Schichten)
1,70 m	Mergeltonstein, blättrig, grau; mit 2 Kalkknollenlagen; z. T. mit <i>Coenothyris</i> -Schill	"
1,00 m	Kalksteinbank, grau; mit <i>Coenothyris vulgaris</i> (<i>albertii</i> -Bank)	"
2,60 m	Tonmergelstein, hart; höherer Teil blättrig; grau	"
2,00 m	Tonstein, grau; an der Basis dünne Calcitapeten	"
0,08 m	Mergeltonstein, blättrig, grau	"
0,67 m	Tonmergelstein, hart, einzelne Kalkknollenlagen, olivgrau	"
0,63 m	Mergeltonstein, hart; höherer Teil blättrig; grau	"
1,70 m	Tonstein, hart, grau	"
0,24 m	Kalksteinbank, grau; mit <i>Coenothyris vulgaris</i>	"
7,20 m	Ton- und Tonmergelstein, hart, mit 2 Kalksteinbänkchen (20 cm), grau	"
0,24 m	Kalksteinbank, grau; mit <i>Coenothyris vulgaris</i>	"
2,80 m	Tonmergelstein mit 2 Kalksteinbänkchen (15 cm), grau	"

0,15 m	Mergeltonstein, mit einzelnen Kalklinsen, grau	Ceratiten-Schichten (Jüngere Ceratiten-Schichten)
6,65 m	Mergelton- und Tonmergelstein mit 4 Kalksteinbänkchen (15 – 25 cm), grau; z. T. mit Rippel- und Kolkmarken	"
0,40 m	Mergeltonstein, blättrig, braungrau	"
2,35 m	Tonmergelstein, hart, grau	"
0,24 m	Kalksteinbank, grau; mit <i>Coenothyris vulgaris</i>	"
0,15 m	Mergeltonstein, blättrig, mit Kalklinsenlage, grau	"
2,70 m	Tonmergelstein mit 1 Kalksteinbänkchen (11 cm), grau	"
0,09 m	Mergeltonstein, blättrig, grauoliv	"
0,16 m	Kalksteinbank, grau, mit vielen Trochiten	"
4,50 m	Tonmergelstein, hart, mit 4 Kalksteinbänkchen (7 – 23 cm), grau	"
0,24 m	Kalksteinbank, grau; mit wenigen Trochiten	" (Oberer Trochitenkalk)
0,85 m	Tonmergelstein mit 1 Kalksteinbänkchen (10 cm), grau	"
0,17 m	Kalksteinbank, grau; mit Crinoidendetritus und einzelnen Trochiten	"
1,50 m	Tonmergelstein mit 2 Kalksteinbänkchen (10 – 15 cm), grau	"
0,12 m	Kalksteinbank, grau; mit vielen Trochiten	"
0,46 m	Tonmergelstein, hart, grau	"
0,22 m	Kalksteinbank, grau; mit wenigen Trochiten	"
0,40 m	Kalkstein, dünnbankig, mit dünnen Mergelsteinlagen, grau	" (Ältere Ceratiten-Schichten)
3,10 m	Tonmergelstein, in Wechselfolge mit dünnbankigen Kalksteinbänken, grau	"
1,80 m	Kalkstein, dünnbankig, in Wechselfolge mit dünnen Mergelsteinlagen, grau	"

0,80 m	Kalkstein, dünn- und mittelbankig, mit dünnen Tonmergelsteinlagen, grau	Trochitenkalk (Haupttrochitenkalk)
0,06 m	Kalksteinbank, grau; mit Crinoiden-detritus	"
0,72 m	Kalkstein, massig, grau; von Trochiten durchsetzt	"
7,40 m	Kalkstein, mittelbankig bis massig, mit dünnen Mergel- und Mergelkalksteinlagen, grau; stark Trochiten führend	"
2,20 m	Tonmergel- bis Mergelkalkstein, dolomitisch, dünnplattig und plattig, grau, braungrau, gelblich verwitternd	" (Gelbe Basisschichten)

Aufschluß 2

Name: Böschungsanschnitt in einem Hohlweg (zum Teil nicht mehr aufgeschlossen)

Lage: nordöstlich von Matorf; R 92 280, H 71 640; +195 m NN

Bearbeiter: A. MESTWERDT (1916: 21), N. SCHULZ (1990: 113)

0,75 m	Sandstein, unebenflächig, grau, rostbraun-fleckig	Hauptlettenkohlen-sandstein
2,25 m	Ton- und Mergeltonstein, sandig, dunkelgrau	Untere Lettenkohlen-Schichten (<i>Anoplophora</i> -Sandstein)
0,60 m	Ton- und Mergeltonstein, stark sandig, grünlichgrau	"
0,35 m	Sandstein, glimmerführend, grünlichgrau	"
8,00 m	Ton- und Mergeltonstein, sandig, grau, grünlichgrau, dunkelgrau; mit einzelnen Sandsteinbänken, grünlichgrau	"
5,00 m	Ton- und Mergeltonstein, dunkelgrau; mit einzelnen Sandsteinbänken, grünlichgrau	"
0,30 m	Dolomitstein, grau, braun bis gelbbraun	" (Hauptdolomit)
2,30 m	Ton- und Mergeltonstein, sandig, grau	"
2,00 m	Dolomitstein, hart, splittrig, dunkelgrau, gelblichbraun verwitternd	"

0,90 m	Schluff- und Tonstein, sandig, grau; mit Dolomitsteinlagen, gelblichbraun	Hauptlettenkohlen- sandstein (Unterer Letten- kohlsandstein)
0,40 m	Schluffstein, feinsandig, quarzitisches, plattig, grau, gelblich verwitternd	"
0,80 m	Schluff- und Tonstein, sandig, grau; vereinzelt kleine Schalenpflaster	"
0,02 m	Tonstein, schwach sandig-schluffig, grau	"
0,40 m	Schluffstein, dolomitisch, hart, grau, gelblichbraun verwitternd	"
0,70 m	Tonmergelstein, dolomitisch, gelblichbraun	"
0,60 m	Sand- und Schluffstein, dünnplattig, gelblich- grau verwitternd	"
0,60 m	Tonstein, schluffig, dünnplattig, dunkelgrün- grau; mit Dolomitsteinbänken (5 cm), gelblichbraun	"
0,20 m	Schluffstein, tonig, sandig, grau, grünlich- grau	"
0,80 m	Tonmergelstein, dolomitisch; mit dünnen schluffigen und sandigen Lagen; grünlich- grau	"
0,50 m	Tonstein, blättrig bis dünnbankig; mit dünnen Schluffsteinlagen, grau, grünlichgrau	"
1,15 m	Sand- und Schluffstein, grau, grünlichgrau, tonflaserig; vereinzelt kleine Schalenpflaster	"
0,05 m	Dolomitsteinbank, grau bis bläulichgrau, gelblichbraun verwitternd	Oberer Muschelkalk (Dolomitische Grenzschichten)
0,50 m	Mergeltonstein, grau bis dunkelgrau	"

Aufschluß 3

Name: Straßenanschnitt
Lage: östlich von Rentorf; R 95 915, H 70 680; +225 m NN
Bearbeiter: A. MESTWERDT (1916: 11), P. ROHDE (1963 b: 14); J. FARRENSCHON

1,80 m	Kalkstein, unebenflächig bis wulstig- knauerig, grau, rostfarben gefleckt	Terebratelzone
--------	--	----------------

1,50 m	Kalkstein, dolomitisch, plattig bis dünnbankig, gelblichbraun bis dottergelb	Mittlerer Wellenkalk
34,80 m	Kalk- und Mergelkalkstein, plattig bis dünnbankig, unebenflächig, z. T. flaserig, mit dünnen Bänken mit Muscheldetritus und einzelnen Knauernlagen, grau, z. T. rostfleckig	"
0,08 m	Kalkstein, kristallin, dicht, oben rostfleckig, unterer Teil grau	Oolithzone (Obere Oolithbank)
0,40 m	Kalkstein, plattig, unterer Teil unebenflächig, grau	" (Oberes graues Zwischenmittel)
2,65 m	Kalkstein, dolomitisch; oberer Teil unebenflächig bis wulstig, unterer Teil flaserig; grau; vereinzelt kleine Kalklinsen, z. T. bräunlichgrau und braungelb	" (Gelbes Zwischenmittel)
2,40 m	Kalkstein, unebenflächig, plattig, grau, bräunlichgrau	" (Unteres graues Zwischenmittel)
1,80 m	Kalkstein, plattig bis dünnbankig, dicht, meist unebenflächig, grau	" (Untere Oolithbank)
14,00 m	Kalk- und Mergelkalkstein, plattig bis dünnbankig, meist unebenflächig bis wulstig, grau	Unterer Wellenkalk

10.2 Bohrungen

Nachstehend sind die Schichtenverzeichnisse einiger geologisch bedeutsamer Bohrungen in teilweise gekürzter Form wiedergegeben.

Bohrung 1

Name: M 25/80
Lage: Kirchheide, Hinter dem Borke; R 90 480, H 72 440; +162,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
Bearbeiter: O. DEUTLOFF; K. RESCHER (Mikropaläontologie)
Bohrzeit: 13. August 1980

–	2,0 m		Künstliche Aufschüttung
–	3,0 m	Schluff, stark kiesig (Keuper-Material, wenig nordische Geschiebe), sandig, hellbraun	Fließerde
–	13,0 m	Fein- bis Grobsand (überwiegend aus organogenem Kalkdetritus sowie Schalenresten, darunter viele Ostracoden), schwach schluffig, gelbgrau bis hellgelbbraun; lagenweise durch Calcit schwach verfestigt	Oligozän (Lattorf)
–	14,0 m	Schluffstein, hellgraubraun; stark verwittert (Verwitterungszone)	Gipskeuper
–	16,0 m	Schluffstein, hellgrau bis hellgraubraun; stark angewittert	”

Bohrung 2

Name: Lemgo 2 (Brökerberg)
 Lage: südlich Bredaerbruch; R 92 310, H 70 100; +132,5 m NN
 Auftraggeber: Stadtwerke Lemgo
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bearbeiter: L. BECKER, G. MICHEL; H.-W. REHAGEN (Pollenanalyse)
 Bohrzeit: 31. August – 20. September 1972

–	5,0 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, ockergelb	Lößlehm
–	14,3 m	Ton, hellgrau; mit Feinkies (Keuper-Material), bunt; selten kohlige Lagen, schwarz	Abschwemmassen (vermutlich Unterpleistozän)
–	34,0 m	Feinkies (Keuper-Material), rotbraun, grau, bläulichgrau; mit angerundeten quarzitisches Sandsteinen und tonigen Zwischenlagen, hell- bis mittelgrau	”
–	47,0 m	Ton und Mergelton, grau; mit Kies (Keuper-Material), bunt	”
–	50,5 m	Ton, humos, schwarzgrau; mit pleistozänen Pollen	”
–	69,0 m	Kies (Keuper-Material), bunt; mit Ton, bläulichgrau	”
–	73,0 m	Feinsandstein, glimmerhaltig, mit tonigen Zwischenlagen; rotbraun bis hellgrau	Unterer Keuper

–	76,0 m	Feinsandstein, hellgrau	Unterer Keuper
–	79,5 m	Tonstein, schluffig, hell- bis mittelgrau; in Wechsellagerung mit Sandstein, hellgrau und rotbraun	”
–	91,5 m	Tonstein, schluffig, hell- und ockergrau	”
–	95,0 m	Tonstein, schwarz- bis dunkelgrau; mit Brauneisen auf Klüften	”
–	96,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau; mit Calcit	Ceratiten-Schichten
–	111,0 m	Tonmergelstein, hellgrau bis grau	”
–	128,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau bis grau	”
–	132,0 m	Mergeltonstein, bläulich- bis dunkelgrau	”
–	152,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau, auch grau-braun; mit Kalkstein, dunkelgrau	”

Bohrung 3

Name: Rentorf 1
 Lage: östlich von Rentorf; R 95 995, H 70 540; +232 m NN
 Auftraggeber: unbekannt
 Zweck: Erschließung von Kalisalz im Zechstein
 Bohrverfahren: bis 130 m Meißelbohrung, bis 150 m Kernbohrung
 Bearbeiter: A. MESTWERDT (überarbeitet von J. FARRENSCHON)
 Bohrzeit: Juli 1920

–	8,2 m	Ton- und Mergeltonstein, sandig, braunrot	Oberer Buntsandstein
–	9,4 m	Mergelton- und Sandstein, gelblichgrau, mit schwarzen Punkten	”
–	13,5 m	Sand- und Tonstein, rotviolett, rotbraun	Mittlerer Buntsandstein
–	29,5 m	Sand- und Schluffstein, gelblichgrau	”
–	38,0 m	Mittelsandstein, rötlichgrau	”
–	130,0 m	Feinsandstein, schwach tonig und glimmerhaltig, braunrot	”
–	130,6 m	Sandstein, schwach quarzitisch, graurötlich; mit Tonstein, braunrot; Einfallen 30 – 35°	”
–	150,0 m	Sand- und Schluffstein, z. T. tonig, dunkelrotgrau	”

Bohrung 4

Name: Lallmann

Lage: südöstlich von Lüerdissen-Lattberg;
R 96 120, H 69 240; +216 m NN

Auftraggeber: Stadtwerke Lemgo

Zweck: Grundwassererschließung

Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung

Bearbeiter: G. MICHEL, J. FARRENSCHON

Bohrzeit: November 1978

–	2,8 m	Schluff, tonig, gelbbraun	Lößlehm
–	6,0 m	Schluff, tonig, sandig, braun; mit Schutt von Kalk- und Tonstein, grau und bunt	Fließerde
–	7,0 m	Schluff, sandig, braun; mit Schutt von Tonstein, grünlichgrau; und wenig Sandstein, rotviolett	”
–	8,0 m	Ton- und Dolomitstein, braun, gelblichbraun, wenig dunkelviolet; vereinzelt Sandstein, grünlichgrau, dunkelviolet	Untere Lettenkohlen-Schichten
–	9,0 m	Tonstein, mit Sandstein, dunkelviolet, auch grünlichgrau; und Dolomitstein, braun, gelblichbraun	”
–	10,0 m	Tonstein, mit Sandstein, grünlichgrau und violettrot; und Dolomitstein, braun, gelblichbraun	”
–	14,0 m	Dolomitstein, mit Ton- und Tonmergelstein, vereinzelt Sandstein, gelblichbraun, grau, grünlichgrau, rotviolett	”
–	18,0 m	Sandstein, grünlichgrau und rotviolett, z. T. fleckig; mit Ton-, Tonmergel- und vereinzelt Dolomitstein, rotviolett, grünlichgrau, gelblichbraun	”
–	20,3 m	Ton-, Mergelton- und Schluff- bis Feinsandstein, graugrün, violettrot	”
–	21,2 m	Sandstein, wenig Ton- und Mergeltonstein, grünlichgrau bis grau	”
–	24,6 m	Ton- bis Tonmergelstein, grünlichgrau	”
–	30,6 m	Ton- bis Tonmergelstein, mit Dolomitstein, vereinzelt Sandstein, grünlichgrau, braun bis gelbbraun	”

–	31,1 m	Dolomitstein, gelbbraun; mit Sand- und Ton- bis Tonmergelstein, grau	Untere Letten- kohlen-Schichten
–	32,8 m	Ton- bis Tonmergelstein, mit Schluffstein, grünlichgrau	”
–	35,1 m	Ton- bis Tonmergelstein, vereinzelt Schluff- stein, grau, wenig grünlichgrau	”
–	38,4 m	Ton- bis Tonmergelstein, vereinzelt Schluff- stein, grau	”
–	44,3 m	Ton- und Kalkmergelstein, grau, vereinzelt braungrau angewittert	Ceratiten-Schichten (Dolomitische Grenzschichten)
–	45,8 m	Ton- und Kalkmergelstein mit Dolomitstein, braungrau	”
–	64,8 m	Tonmergel- und Kalkstein, grau	”
–	74,0 m	Kalkstein, grau; mit Mergelstein, dunkelgrau; mit Calcit auf Klüften	”
–	85,0 m	Kalkstein, grau, braun angewittert; mit Trochiten und Schillagen	Trochitenkalk

Bohrung 5

Name: Brunnen Papenhausen
 Lage: südwestlich von Papenhausen; R 88 710, H 68 380; +108,5 m NN
 Auftraggeber: Stadtwerke Bad Salzufen
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bearbeiter: G. MICHEL; H. GRÜNHAGEN, A. SCHERP (Petrographie); W. KNAUFF
 (Mikropaläontologie)
 Bohrzeit: 12. August – 6. Dezember 1982

–	2,0 m	Schluff, feinsandig, gelbbraun	Lößlehm
–	6,0 m	Ton, schluffig, feinsandig, grau	Grundmoräne
–	8,0 m	Mergel, stark feinsandig, hellgrau; mit quarzitischen Sandsteinen, plattig, grünlichgrau	”
–	10,0 m	Mergel, stark feinsandig, kiesig, tonig, grau	”
–	13,0 m	Ton, feinsandig, grünlichgrau; mit Kieslagen; vorwiegend Sandstein, grüngrau	Vorschüttsand mit Beckenton
–	20,0 m	Feinsand, schluffig, tonig, gelbbraun; ab 18 m carbonathaltig	”

–	24,0 m	Tonmergelstein, dunkel- bis schwarzgrau; zahlreiche Foraminiferen	Oberes Sinemur
–	34,0 m	Tonmergelstein, dunkel- bis schwarzgrau; zahlreiche Foraminiferen; glattschalige Ostracoden	Unteres Sinemur
–	49,0 m	Tonmergelstein, dunkel- bis schwarzgrau; zahlreiche Foraminiferen; Ostracoden treten auffällig zurück	Oberes Hettang
–	59,0 m	Tonmergelstein, dunkel- bis schwarzgrau; zahlreiche Foraminiferen	Unteres Hettang
–	60,0 m	Tonmergelstein, dunkelgrau; viel Pyrit	Oberer Keuper (Rhät-Tonstein)
–	63,0 m	Tonmergelstein, dunkel- bis schwarzgrau	”
–	66,0 m	Tonmergelstein, feinsandig, schluffig, tonig, dunkel- bis schwarzgrau	”
–	87,0 m	Tonstein, dunkel- bis schwarzgrau; mit Schluffsteinlagen, quarzitisches, hellgrau; einzelne Pyritlagen	”
–	90,0 m	Tonstein, feinblättrig, schwarzgrau	”
–	91,0 m	Tonstein, schwarzgrau; mit dünnen Lagen von quarzitischem Sandstein, grau	”
–	103,0 m	Ton- bis Schluffstein, schwarzgrau	”
–	104,0 m	Tonstein, schwarzgrau; feinstreifig durch quarzitisches Sandsteinlagen; mit Calcit auf Klüften	”
–	107,0 m	Tonstein, schwarzgrau	”
–	110,0 m	Sandstein, quarzitisches, feinstreifig, hellgrau	”
–	111,0 m	Tonstein, schwarzgrau	”
–	114,0 m	Sandstein, quarzitisches, tonstreifig, hellgrau	” (Hauptsandstein)
–	116,0 m	Tonstein, dunkel- bis schwarzgrau	”
–	117,0 m	Sandstein, quarzitisches, hellgrau; Bonebed-Lage, kohlig, grau bis dunkelgrau	”
–	120,0 m	Schluffstein, quarzitisches, hellgrau	”
–	121,0 m	Quarzit, hellgrau	”
–	122,0 m	Tonstein, dunkel- bis schwarzgrau	”
–	128,0 m	Quarzit, hellgrau und dunkelgrau	”

– 141,0 m	Tonmergelstein, dolomitisch, hart, hellgrau	Steinmergelkeuper (Oberer Steinmergelkeuper)
– 154,0 m	Tonmergelstein, dolomitisch, hart, dunkelgrau	”
– 155,0 m	Tonmergelstein, dolomitisch, hart, grünlichgrau; mit kalzitischen Residuen	”
– 167,0 m	Tonmergelstein, grünlichgrau; mit Calcit auf Klüften	”
– 168,0 m	Tonmergelstein, violett- bis braunrot; mit Calcit auf Klüften und kalzitischen Residuen	”(Unterer Steinmergelkeuper)
– 170,0 m	Tonmergelstein, rotbraun	”
– 171,0 m	Tonmergelstein, violettrot, grau	”
– 172,0 m	Tonmergelstein, rotbraun	”
– 179,0 m	Tonmergelstein, braunrot	”

Bohrung 6

Name: CB 49/94
 Lage: südlich von Entrup; R 92 040, H 67 820; +130 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bearbeiter: J. FARRENSCHON, J. ROTHER
 Bohrzeit: 28. April 1994

– 0,5 m	Schluff, stark steinig, sandig, kalkhaltig	Künstliche Aufschüttung
– 4,0 m	Schluff, stark tonig, sandig, kiesig, graubraun; mit nordischen Geschieben	Grundmoräne (Geschiebelehm)
– 9,0 m	Mergel, stark sandig, schluffig, kiesig, braun, graubraun; mit nordischen Geschieben	”(Geschiebemergel)
– 18,0 m	Mergel, stark sandig, schluffig, kiesig, grau, dunkelgrau; mit nordischen Geschieben	”
– 24,0 m	Fein- und Mittelkies (Muschelkalk-, Keuper-Material), schluffig, sandig, grau, bunt	Vorschüttsand
– 26,0 m	Schluff, sandig, schwach feinkiesig, grau, braungrau	Abschwemmassen (vermutlich Unterpleistozän)

–	32,0 m	Fein-, weniger Mittelkies (Muschelkalk-, Keuper-Material), sandig, grau, braun, bunt	Abschwemmassen (vermutlich Unterpleistozän)
–	34,0 m	Schluff, sandig, feinkiesig, stellenweise humos, grau, graubraun	”
–	35,0 m	Schluff, sandig, feinkiesig, humos, dunkelgrau	”
–	49,0 m	Schluff, stark feinkiesig, schwach mittelkiesig (Muschelkalk-, Keuper-Material), sandig, auch tonig, grau, grünlichgrau, bunt	”
–	53,0 m	Schluff, tonig, schwach feinkiesig, stellenweise humos, grau bis dunkelgrau	”
–	62,0 m	Schluff, stark feinkiesig (Muschelkalk-, Keuper-Material), schwach sandig, grau, braun, bunt	”
–	79,0 m	Mergeltonstein, braunrot, wenig grünlichgrau; mit Gipsresiduen, weißlichgrau	Gipskeuper

Bohrung 7

Name: Lemgo 5 (Düsterntwete)
 Lage: am Radsiekbach, nördlich von Lemgo; R 93 200, H 67 810; +129 m NN
 Auftraggeber: Stadtwerke Lemgo
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bearbeiter: G. MICHEL
 Bohrzeit: 2. – 7. September 1977

–	3,0 m	Schluff, feinsandig, gelbbraun, grau; mit nordischen Geschieben	Lößlehm über Grundmoräne
–	5,0 m	Tonstein, grau	Untere Bunte Mergel
–	30,0 m	Tonstein, schluffig, rotbraun, manganfleckig	”
–	32,0 m	Schluffstein, violettbraun	Unterer Keuper
–	38,0 m	Tonstein, dolomitisch, grüngrau; ab 35 m auch violettbraun	”
–	40,0 m	Tonstein, glimmerhaltig; und Feinsandstein, grünlich- und dunkelgrau	”
–	47,0 m	Tonstein, glimmerhaltig; und Feinsandstein, dunkelgrau, wenig rotviolett	”

– 50,0 m	Feinsand- und Tonstein, grünlichgrau	Unterer Keuper
– 70,0 m	Schluff- und Feinsandstein, dunkelgrau; in Wechsellagerung mit Tonstein, dolomitisch, grünlichgrau	”
– 112,0 m	Kalkmergel- und Kalkstein, dunkelgrau; z. T. Calcit auf Klüften	Ceratiten-Schichten
– 122,0 m	Kalkstein, z. T. spätig, hellgrau; deutlich Trochiten führend	Trochitenkalk

Bohrung 8

Name: Waldfrieden (Rehberg)
 Lage: östlich von Hasenbrede; R 96 920, H 67 030; +182,5 m NN
 Auftraggeber: Stadtwerke Lemgo
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bearbeiter: L. BECKER, G. MICHEL
 Bohrzeit: 02. November 1973 – 29. Januar 1974

– 1,0 m	Schluff, tonig, gelbbraun	Lößlehm
– 3,0 m	Tonstein, braungrau	Oberer Keuper
– 20,5 m	Tonstein, mittel- bis dunkelgrau	”
– 26,5 m	Tonstein, mittel- und ockergrau, geflammt; mit Mangandendriten	”
– 32,0 m	Tonstein, mit weicheren Lagen, hellgrau	”
– 37,0 m	Schluffstein, grau	”
– 38,0 m	Tonstein, hell- bis beigegrau	”
– 53,0 m	Tonstein, mittel- bis dunkelgrau	”
– 57,0 m	Tonstein, hart, hellgrau; mit weicheren weißlichgrauen Lagen	”
– 61,0 m	Tonstein, z. T. dolomitisch, hart, splittrig, beigegrau, hellgrünlichgrau, auch ocker- braun; mit Mangandendriten auf Kluffflächen	Steinmergelkeuper (Oberer Steinmergelkeuper)
– 65,5 m	Tonstein, dolomitisch, hellgrünlichgrau	”
– 92,0 m	Tonstein, hellgrau, hellbläulichgrau	”
– 95,8 m	Tonmergelstein, z. T. dolomitisch, hellgrau	”
– 96,7 m	Tonmergelstein, beige- bis hellgrünlichgrau	”
– 98,5 m	Mergeltonstein, grau, hellbeigegrau	”

– 101,0 m	Tonstein, dolomitisch, hellgrünlichgrau; mit Mangandendriten auf Kluffflächen	Steinmergelkeuper (Unterer Steinmergelkeuper)
– 102,0 m	Tonmergelstein, hellviolettrot; und Tonstein, hellgrünlichgrau	”
– 103,5 m	Tonstein, z. T. Ton, hellgrau, dunkelgrau, rotviolett (vermutl. Störungszone)	”
– 107,0 m	Tonstein, rotviolett, hell- bis mittelgrau	”
– 113,0 m	Tonstein, rotbraun bis rotviolett	”
– 120,0 m	Tonstein, rotbraun, rotviolett, hellgrau bis hellbraun	”
– 132,0 m	Tonstein, hellrot, hellgrau, grünlichgrau	”
– 142,0 m	Tonstein, rotbraun, hellgrau	”
– 158,0 m	Tonstein, hell- bis mittelgrau	”
– 162,0 m	Tonstein, graurot	Rote Wand
– 165,5 m	Tonstein, hellrotbraun	”
– 177,0 m	Tonstein, ziegelrot, partienweise braunrot	”
– 182,0 m	Tonstein, braunrot; vereinzelt Calcit	”
– 190,0 m	Tonstein, braunrot, grünlichgrau	”
– 193,0 m	Tonstein, hell- bis ziegelrot	”
– 202,0 m	kein Probengewinn (vermutl. Kluftspalte)	?Schilfsandstein
– 215,0 m	kein Probengewinn („hartes Gebirge“)	”

Bohrung 9

Name: A-81
 Lage: Neuenkamp (Dörentruper Sand- und Thonwerke);
 R 99 520, H 66 925; +133,81 m NN
 Auftraggeber: Abfallbeseitigungsgesellschaft mbH, Lemgo
 Zweck: Grundwassermeßstelle
 Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
 Bearbeiter: D. HAAS, B. MEYER, H. WILDER; H. v. SCHILLING (Pollenanalyse);
 W. KNAUFF, K. RESCHER (Mikropaläontologie)
 Bohrzeit: Mai 1981

– 19,2 m	Ton, Braunkohle, Sand, Ziegelbruchstücke	Künstliche Aufschüttung
– 20,0 m	Ton, kohlig, schwarz; mit Fein- und Mittelsand, braungrau, hellgrau	Miozän

–	22,0 m	Fein- und Mittelsand, hellgrau, braungrau; wenig Ton, kohlig, schwarz	Miozän
–	22,5 m	Braunkohle; in Wechsellagerung mit Feinsand, hellgrau	”
–	23,7 m	Fein- und Mittelsand, hellgrau, graubraun; mit wenig Ton, kohlig, schwarz	”
–	26,3 m	kein Probengewinn	”
–	28,0 m	Ton, kohlig, schwarz; in Wechsellagerung mit Braunkohle	”
–	33,0 m	Mittel- und Feinsand, schwach grobsandig, hellgrau; wenig Ton, kohlig, braungrau	”
–	47,2 m	Mittel- und Feinsand, hellgrau	”
–	47,9 m	Feinsand, hellgrau; in Wechsellagerung mit Ton, kohlig, braungrau	”
–	59,0 m	Feinsand, schluffig, schwach glaukonitisch und kalkhaltig, olivgrün, wenig hellgrau	Oberoligozän (Unteres Oberoligozän)
–	68,0 m	Feinsand, stark schluffig, glaukonitisch, stark kalkhaltig, olivgrün; viele Schalenreste	”
–	75,0 m	Feinsand, stark schluffig, glaukonitisch, kalkhaltig, olivgrün; vereinzelt Schalenreste	”
–	80,6 m	Schluff, feinsandig, glaukonitisch, kalkhaltig, olivgrün	Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän
–	90,0 m	Mergeltonstein, dunkel- bis schwarzgrau; einzelne Pyritkristalle	Oberes Hettang
–	91,5 m	Tonstein, dunkel- bis schwarzgrau; mit Calcit auf Klüften	”
–	95,0 m	Mergeltonstein, dunkel- bis schwarzgrau (Einfallen 10 – 15°)	”

Bohrung 10

Name: CB 35/93

Lage: östlich von Lemgo (Chemnitzer Straße); R 94 960, H 66 270; +123 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundung der Schichtenfolge

Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung

Bearbeiter:	J. FARRENSCHON, J. ROTHER		
Bohrzeit:	21. April 1993		
– 0,8 m	Schluff, feinsandig, gelb- bis hellbraun	Lößlehm	
– 4,0 m	Fein- und Mittelsand, schwach feinkiesig, braun, weißgrau, schwarz; wenig nordische Geschiebe	Nachschütt sand	
– 9,0 m	Mergel, stark sandig, kiesig, grau, weißlichgrau, bunt; mit nordischen Geschieben	Grundmoräne (Geschiebemergel)	
– 10,0 m	Kies, sandig, schluffig, tonig, schwach kalkhaltig, graubraun, grünlichgrau, rötlichbraun	Vorschütt sand	
– 13,0 m	Sand, stark schluffig, tonig, schwach kiesig, grau, weißlichgrau, wenig grünlichgrau, bunt	"	
– 24,0 m	Sand, schwach feinkiesig und schluffig, weißlichgrau, braun, bunt	"	
– 27,0 m	Schluff, sandig, schwach feinkiesig, kalkhaltig, hellgrau, weißgrau, braun, bunt; einzelne Schalenreste	?Oberer Schneckensand	
– 33,0 m	Schluff, stark tonig, sandig, wenig feinkiesig, humos, kalkhaltig, dunkelgrau, schwarz, weißgrau, dunkelbraun; mit Holzstückchen und Schalenresten	"	
– 35,0 m	Tonmergel, stark sandig, schluffig, schwach feinkiesig, humos, weißgrau, graubraun, grau	Abschwemmassen (vermutlich Unterpleistozän)	
– 39,0 m	Tonmergel, stark feinsandig und feinkiesig, schluffig, graubraun, weißgrau, bunt (Keuper-Kies)	"	
– 43,0 m	Tonmergel, stark sandig, schluffig, schwach feinkiesig, grau, graubraun, weißgrau, braun, bunt (Keuper-Kies)	"	
– 45,0 m	Feinkies (Keuper-Material), sandig, kalkhaltig, grau, braun, gelbbraun, bunt	"	
– 47,5 m	Ton-, Tonmergel- und Dolomitmergelstein, grau, hellgrau, gelbbraun (Verwitterungszone)	Steinmergelkeuper	
– 51,0 m	Ton-, Tonmergel- und Dolomitmergelstein, hellgrau, grau	"	

–	52,0 m	Ton-, Tonmergel- und Dolomitmergelstein, hellgrau, grau, dunkelgrau	Steinmergelkeuper
–	60,0 m	Ton-, Tonmergel- und Dolomitmergelstein, hellgrau, grau, wenig dunkel- und braungrau; mit Gipsresiduen	”

Bohrung 11

Name:	CB 38/93
Lage:	südwestlich von Hörstmar; R 89 140, H 63 520; +106,3 m NN
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck:	Erkundung der Schichtenfolge
Bohrverfahren:	Rotary-Spülbohrung
Bearbeiter:	J. FARRENSCHON, J. ROTHER
Bohrzeit:	23. April 1993

–	2,0 m	Schluff, schwach tonig, hellbraun, rostfarben	Lößlehm
–	3,0 m	Schluff, stark sandig, feinkiesig, braun, weißlichgrau, bunt; mit nordischen Geschieben	Grundmoräne
–	5,5 m	Kies (Keuper-Material), sandig, kalkhaltig, braun, weißlichgrau, bunt	Vorschüttssand
–	9,0 m	Feinsand, wenig Mittelsand, weißgrau, wenig braun	”
–	12,0 m	Feinsand, wenig Mittelsand, feinkiesig (Keuper-Material), weißgrau, wenig braun	”
–	14,0 m	Feinsand, wenig Mittelsand, weißgrau, wenig braun	”
–	15,0 m	Feinsand, wenig Mittelsand, schluffig, schwach fein- und mittelkiesig, braunrot, grünlichgrau	”
–	19,0 m	Feinsand, wenig Mittelsand, schluffig, fein- und mittelkiesig, humos, braunrot, grünlichgrau, braunschwarz	Abschwemmassen (vermutlich Unterpleistozän)
–	23,5 m	Schluff und Feinsand, humos, weißgrau, wenig braun	”
–	32,0 m	Schluff, Sand, mit Kies (Keuper-Material), kalkhaltig, stellenweise schwach humos, bunt	”

–	37,0 m	Tonmergel, grau; Sand, mit Kies (Keuper-Material), kalkhaltig, stellenweise schwach humos, bunt	Abschwemmassen (vermutlich Unterpleistozän)
–	40,0 m	Tonmergel, grau; Sand, mit Kies (Keuper-Material), kalkhaltig, bunt	”
–	42,0 m	Schluff, Sand, mit Kies (Keuper-Material), kalkhaltig, bunt	”
–	43,0 m	Tonmergel, grau; Schluff, Sand, mit Kies (Keuper-Material), kalkhaltig, humos, bunt	”
–	48,0 m	Sand, mit Kies (Keuper-Material), kalkhaltig, bunt	”
–	57,0 m	Tonmergel, grau; Sand, mit Kies (Keuper-Material), sandig, kalkhaltig, humos, bunt	”
–	78,0 m	Tonmergel, Schluff, Sand, schwach tonig, vereinzelt Feinkies, stellenweise humos, grau, bunt	”
–	81,0 m	Schluff, Sand, mit Tonmergel, schwach tonig, grau, bunt	”
–	87,0 m	Sand- und Schluffstein, wenig Ton- bis Mergeltonstein, grau, grünlichgrau, braungrau, vereinzelt dunkel- bis schwarzgrau	Oberer Keuper (vermutlich Hauptsandstein)

Bohrung 12

Name:	RK 1/93
Lage:	westlich von Lemgo-Laubke; R 91 660, H 63 860; +118,5 m NN
Auftraggeber:	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck:	Altersbestimmung einer Subrosionssenke
Bohrverfahren:	Rammkernbohrung
Bearbeiter:	J. FARRENSCHON, J. ROTHER; R. STRITZKE (Pollenanalyse); H. SPARKUHLE (Korngrößenanalyse)
Bohrzeit:	30. August – 3. September 1993

–	2,00 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, gelbbraun bis hellbraun	Lößlehm
–	2,80 m	Mergelton, sandig, schluffig, kiesig, hellgraubraun; mit nordischen Geschieben, Tonsteinen und quarzitischen Sandsteinen	Grundmoräne (Geschiebemergel)
–	7,70 m	Tonmergel, sandig, schluffig, grau bis dunkelgrau; mit nordischen Geschieben, Kalk-, Sand- und Tonsteinen	”

– 8,10 m	Tonmergel, sandig, schluffig, grau bis dunkelgrau; mit Schlufflinsen, sandig, hellgrau bis grau	Grundmoräne (Geschiebemergel)
– 9,55 m	Tonmergel, sandig, schluffig, grau bis dunkelgrau; mit nordischen Geschieben, Kalk-, Sand- und Tonsteinen	”
– 10,65 m	Tonmergel, schluffbändig und -linsig, dunkelgrau bis grau, braungrau	Vorschüttsand (Beckenton)
– 10,70 m	Sand, schwach schluffig, geschichtet, grau bis dunkelgrau	”
– 10,90 m	Mittelsand, feinsandig, sehr schwach grobsandig, hellbraungrau bis hellgelbgrau	”
– 12,30 m	Schluff, z. T. schwach sandig, tonig und humos, z. T. bändig, grau bis hellgrau, braun bis dunkelbraun, graubraun, schwarz	Holstein (Abschwemmassen)
– 13,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, hellgraubraun; durch Schlufflagen hellgrau gebändert	”
– 14,70 m	Sand, kiesig (Keuper-Material), schwach schluffig, rötlichgrau, rötlichbraun, rostfarben, gelblichbraun, grau bis hellgrau; mit humoser Schlufflage, dunkelbraun	”
– 22,00 m	Schluff, schwach tonig, z. T. gebändert, kiesig (Keuper-Material), z. T. sandig, gelblichgrau, rötlichgrau, grau bis hellgrau, gelblichbraun, graubraun	”
– 27,85 m	Schluff, kiesig, schwach tonig und sandig, stellenweise humos, braungrau, grau bis hellgrau, graubraun, gelblichbraun; mit Kieslagen (Keuper-Material), bunt	”
– 29,50 m	Kies (Keuper-Material), sandig, schluffig, schwach tonig, gelbgrau, rostfarben, bunt	Unterpleistozän
– 31,55 m	Schluff, schwach tonig und sandig, z. T. kiesig, gelblichgrau, hellbraungrau, grau bis hellgrau; mit Kieslage (60 cm, Keuper-Material), bunt	”
– 36,00 m	Schluff, schwach tonig, z. T. feinkiesig und sandig, stellenweise schwach humos, hellgrau bis grau, braungrau, bunt	Cromer
– 38,10 m	Ton, schluffig, stellenweise schwach humos, hell- bis dunkelgrau, dunkelgraubraun	”

– 38,12 m	Torf, schluffig, tonig, schwarzgrau	Cromer
– 40,70 m	Ton, z. T. Tonmergel, schluffig, stellenweise schwach humos; und Schluff, tonig, stellenweise schwach sandig und feinkiesig, hell- bis dunkelgrau, dunkelbraungrau	”
– 45,80 m	Schluff, kiesig (Keuper-Material), schwach tonig, mitunter sandig, stellenweise schwach humos, dunkelbraungrau, hell- bis dunkelgrau, bunt	”
– 48,00 m	Ton und Tonmergel, schluffig, stellenweise humos, mit Kieslage (Keuper-Material), sandig, hell- bis dunkelgrau, bunt	”

Bohrung 13

Name: CB 21/92
Lage: westlich von Hagendonop; R 99 090, H 63 300; +151 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
Bearbeiter: J. FARRENSCHON, J. ROTHER; K. RESCHER (Mikropaläontologie)
Bohrzeit: 15. September 1992

– 1,5 m	Schluff, Mergel, grau, mit Steinen	Künstliche Aufschüttung
– 3,0 m	Schluff, sandig, schwach tonig, kiesig, grau, graubraun, weißlichgrau, bunt	Auenlehm
– 9,0 m	Mergel, stark sandig, kiesig, grau, dunkelgrau, bunt; mit nordischen Geschieben	Grundmoräne
– 11,0 m	Feinsand, stark tonig, kiesig, schwach kalkhaltig, braun, gelblichbraun, bunt	Vorschüttsand
– 12,0 m	Kies (Keuper-Material), stark schluffig, sandig, schwach kalkhaltig, braunrot, braun	”
– 15,0 m	Schluff, stark tonig, schwach kiesig und sandig, schwach kalkhaltig, braun, hellgrau, grau, bunt	”
– 17,0 m	Kies (Keuper-Material), stark sandig, schluffig, kalkhaltig, braun, braunrot, grünlichgrau	”

–	20,0 m	Schluff, stark tonig und humos, schwach kiesig, stark kalkhaltig, grau, dunkel- bis schwarzgrau, bunt	?Oberer Schneckensand
–	21,0 m	Schluff, stark tonig, humos, stark kalkhaltig, dunkel- bis schwarzgrau; mit Schnecken- gehäusen	”
–	36,0 m	Schluff, stark tonig, schwach kiesig und humos, stark kalkhaltig, dunkel- bis schwarz- grau	”
–	41,0 m	Sand mit Kies (Keuper-Material), mit humosen Einschaltungen, braunrot, grau, bläulichgrau	nicht bestimmbarer Cromer? (Abschwemmassen)
–	43,0 m	Schluff, humos, schwach tonig und kiesig, kalkhaltig, grau, dunkelgrau, bunt	”
–	64,5 m	Sand mit Kies (Keuper-Material), braunrot, grau, bläulichgrau, wenig dunkelgrau	”
–	68,0 m	Ton- und Mergeltonstein, weich, blättrig, dunkel- bis schwarzgrau	Unteres Sinemur
–	75,0 m	Ton- und Mergeltonstein, weich, blättrig, dunkel- bis schwarzgrau; auch Tonmergel- stein, hart, kantig	”

11 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ACKERMANN, E. (1955): Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden. – Geol. Rdsch., **43**: 328 – 341, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ALBERTI, F. VON (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – 368 S., 2 Taf.; Stuttgart, Tübingen.
- ALBERTI, F. VON (1864): Überblick über die Trias, mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. – 353 S., 7 Taf.; Stuttgart.
- ALTERMANN, M. (1993): Gliederung von pleistozänen Lagen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **72** (II): 825 – 828, 2 Tab.; Oldenburg.
- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 123 – 125; Hannover.
- Arbeitsgruppe Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung, 3. Aufl. – 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohst. u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.).
- BECKER-WAHL, C. (1978): Hydrogeologische Untersuchungen in der Lemgoer Mark (Ostwestfalen) unter besonderer Berücksichtigung des Wasserhaushaltes. – Dipl.-Arb. Univ. Aachen: 97 S., 25 Abb., 12 Tab., 9 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]
- BEHRE, K.-E.; PLICHT, J. VAN DER (1992): Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. – Veget. Hist. Archaeobot., **1**: 111 – 117, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).
- BEIERSDORF, H. (1968): Spuren syn- und postdiagenetischer tektonischer Beanspruchung in Karbonatgesteinen Mittel- und Südsaxoniens. – Diss. Univ. Göttingen: 84 S., 37 Abb.; Göttingen.
- BENECKE, E. W.; COHEN, E. (1880 – 1881): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, zugleich als Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgegend von Heidelberg – Section Heidelberg und Sinsheim, **1 – 3**. – 622 S.; Strassburg (J. Trübner).
- BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; FLYNN, J. J.; COUVERING, J. A. VAN (1985): Cenozoic geochronology. – Bull. geol. Soc. Amer., **96**: 1 407 – 1 418, 6 Abb., 3 Tab.; Boulder/Col.
- BEST, G. (1988): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 19 – 22, 1 Abb.; Wiesbaden.
- BETZER, H. J. (1993): Periglaziale Deckschichten im Lipper Keuper-Bergland (Ostwestfalen) ihre Morphologie und Verbreitung sowie als Relikte einer pleistozänen Boden-genese. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **72** (II): 835 – 838, 1 Abb.; Oldenburg.

- BEUTLER, G.; HÄUSSER, I. (1982): Über den Schilfsandstein der DDR. – Z. geol. Wiss., **10**: 511 – 525, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BEYRICH, E.; ECK, H. (1870): Erläuterungen zu Blatt Nordhausen. – Geol. Spec.-Kt. Preußen u. thüring. Staaten <1 : 25 000>, Erl., Nordhausen **Nr. 2**: 28 S.; Berlin.
- BINDIG, M. (1988): Der Obere Keuper (Rhät) im Meinberger Raum. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **29**: 14 – 17, 3 Abb.; Bochum.
- BLANCKENHORN, M. (1885): Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale. – Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen u. thüring. Staaten, **6** (2): 135 S., 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- BLOCH, H. (1963): Vergleichende feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk zwischen Egge-Gebirge und Harz. – Diss. Univ. Münster: 274 S., 77 Abb., 10 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- BOIGK, H. (1956): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. – Geol. Jb., **72**: 325 – 340, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597 – 636, 6 Abb.; Hannover.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., **85**: 861 – 900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- BRANDES, TH. (1912): Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Egge-Gebirge mit einer Revision seiner Gliederung. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **33**: 325 – 508, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- BRAUNS, D. (1871): Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland von der Grenze der Trias bis zu den Amaltheenthonen mit besonderer Berücksichtigung seiner Molluskenfauna. Nebst Nachträgen zum mittleren Jura. – X + 493 S., 2 Taf.; Braunschweig (Vieweg).
- BRELIE, G. VON DER (1981), unter Mitarb. von HAGER, H.; KOTHEN, H.: Neue Gesichtspunkte zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 265 – 274, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- BRENNER, U.; VILLINGER, E. (1981): Stratigraphie und Nomenklatur des südwestdeutschen Sandsteinkeupers. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **23**: 45 – 86, 6 Abb., 1 Tab.; Freiburg i. Breisgau.
- BUCH, L. VON (1825): Ueber Dolomit als Gebirgsart. – Abh. kgl. Akad. Wiss., **1822/1823**: 83 – 136; Berlin.
- BUCH, L. VON (1839): Über den Jura in Deutschland. – Abh. Akad. Wiss.; Berlin. – [Bd.-Nr. u. Ausstattung nicht zu ermitteln]
- BÜCHNER, M.; EBEL, R.; HOFFMANN, K.; JORDAN, R.; KLASSEN, H.; KNAUFF, W.; PANNKOKE, E.; WEITSCHAT, W. (1980): Der Jura zwischen Bielefeld, Minden und Osnabrück. – DUGW – Stratigr. Komm., Subkomm. Jura-Stratigraphie, Exk.-Führer: 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 7 Taf.; Bielefeld.

- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1973): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfallengebirge des Unteren Weserberglandes. Tl. 1: Karbon bis Keuper. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **21**: 17 – 95, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1975): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfallengebirge des Unteren Weserberglandes. Tl. 2: Jura bis Tertiär und Altersfrage. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **22**: 59 – 146, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1977): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfallengebirge des Unteren Weserberglandes. Tl. 3: Nachträge zu den Lagerstätten und Kausalfolge. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **23**: 9 – 89, 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BUSSE, E.; RÖSING, F. (1966): Muschelkalk. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **4621**: 48 – 79, 2 Tab.; Wiesbaden.
- COLDEWEY, W. G. (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Petrographie des Unteren Muschelkalkes in Nordhessen. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **29**: 1 – 27, 1 Abb., 7 Taf.; Münster/Westf.
- CRAMER, H. (1941): Die Systematik der Karstdolinen unter Berücksichtigung der Erdfälle, Erzschlotten und verwandter Erscheinungen. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., (B) **85**: 293 – 382, 4 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.
- DAHME, H.-D. (1958): Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im nördlichen Egge-Gebirge. – Geol. Jb., **76**: 25 – 36, 6 Abb.; Hannover.
- DALLMANN, G. (1995): Vorzeitliche Meeresspuren – Die Kalkmergelsand-Flora im Osnabrücker Bergland und in Ostwestfalen-Lippe. – Tl. 1 u. 2 – 127 S., 25 Abb., 1 Tab.; Leopoldshöhe (heka-Verl.).
- DANATSA, I. (1985): Geologie um Hohenhausen im Kalletal und biostratigraphische Gliederung des Oligozäns in der Dörentruper Tertiärsenke anhand von Foraminiferen und Pecten. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 123 S., zahlr. Abb.; Marburg. – [Unveröff.]
- DECHEN, H. VON (1884): Geologische und paläontologische Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. – Geol. Kt. Rheinprov. u. Prov. Westf. sowie einiger angrenzender Gegenden, Erl., **2**: 933 S.; Bonn (Henry).
- DEUTLOFF, O. (1974): Die Hydrogeologie des nordwestlichen Weserberglandes in der Umgebung von Bad Salzungen und Bad Oeynhausen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 111 – 194, 12 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O. (1995), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 3818 Herford. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3818**, 2. Aufl.: 182 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; HAGELSKAMP, H.; MICHEL, G. (1974): Über die Erdfall-Quelle von Bad Seebach in Vlotho, Ostwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 27 – 46, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

- DEUTLOFF, O.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; SKUPIN, K. (1982): Erläuterungen zu Blatt C 3918 Minden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3918**: 80 S., 17 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DIENEMANN, W.; BURRE, O. (1928): Die nutzbaren Gesteine Deutschlands und ihre Lagerstätten mit Ausnahme der Kohlen, Erze und Salze, **1**, Kaolin, Ton, Sand, Kies, Wiesenkalk, Kieselgur. – XII + 418 S., 53 Abb., 38 Tab.; Stuttgart (Enke).
- DIN 1054 (1976): Baugrund. Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1992): VOB-Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine Technische Vorschriften für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4124 (1981): Baugruben und Gräben. Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Tl. 1, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DITTRICH, D. (1989): Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment – eine Umdeutung bisheriger Befunde. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 295 – 310, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 620 – 662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- EL NOSHOKATY, O. (1972): Genese und Feinstratigraphie des Trochiten-Kalkes (Ob. Trias) zwischen Weser und Eggegebirge/Nordwestdeutschland. – Diss. Univ. Hamburg: 130 S., 49 Abb., 3 Tab., 9 Anl.; Hamburg. – [Unveröff.]
- FABIAN, H.-J. (1953): Ergebnisse der Zechsteinbohrungen Suttrup 1 und Lieme 1. – Erdöl u. Kohle, **6**: 185 – 189, 1 Tab.; Hamburg.
- FABIAN, H.-J. (1957): Die Faziesentwicklung des Zechsteins zwischen Bielefeld und Hameln. – Geol. Jb., **73**: 127 – 134, 3 Abb.; Hannover.
- FABIAN, H.-J. (1958): Neue Beobachtungen zur regionalen Verbreitung des Oberkarbons aus Bohrungen in Lippe und Südhannover. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 475 – 482, 2 Abb.; Hannover.
- FARRENSCHON, J. (1986), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4019**, 2. Aufl.: 172 S., 13 Abb., 15 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- FARRENSCHON, J. (1990), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; HEUSER, H.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4119**, 2. Aufl.: 195 S., 13 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FARRENSCHON, J. (1995), mit Beitr. von HOFFMANN, M.; MICHEL, G.; WARSTAT, M.: Erläuterungen zu Blatt 4020 Blomberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4020**, 2. Aufl.: 155 S., 9 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

- FIEGE, K. (1938): Die Epirogenese des Unteren Muschelkalkes in Nordwestdeutschland, Tl. 1. – Zbl. Mineral., Geol. u. Paläont., (B) **1938**: 143 – 170; Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – VII + 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FRAAS, E. (1910): „Rankensteine“ aus dem Rhätquarzit vom Vierenberg bei Schötmar. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **3**: 117 – 121, 1 Taf.; Hannover.
- FRAAS, O. (1865): Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg. Atlasblatt Stuttgart. – 25 S., 5 Abb.; Stuttgart.
- FRANTZEN, W. (1888): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks in einem Theile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., Abh., **8** <Jg. 1887>: 1 – 93, 3 Taf.; Berlin.
- FRANTZEN, W. (1889): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., Abh., **9** <Jg. 1888>: 453 – 479, 2 Taf.; Berlin.
- FRANTZEN, W.; KOENEN, A. VON (1889): Ueber die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., Abh., **9** <Jg. 1888>: 440 – 452; Berlin.
- FRICKE, K. (1954): Die unterirdischen Lagerstätten (Kohle, Erze, Salze, Erdöl und Erdgas, Bitumina, Fluorit, Baryt). – In: BRÜNING, K. [Hrsg.]: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, **5**, Die Lagerstätten Niedersachsens und ihre Bewirtschaftung. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **5** (3): XVIII + 188 S., 26 Abb.; Bremen-Horn (Dorn). – [Zugl. Veröff. niedersächs. Amt Landesplan. u. Statistik, (A1) **5** (3)]
- FÜCHTBAUER, H.; MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie, **2**, Sedimente und Sedimentgesteine, 3. Aufl. – 784 S., 341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GAST, R. (1992): Das Cornberger Sandstein Puzzle – Ein neuer Versuch der Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte. – Nachr. dt. geol. Ges., **48**: S. 53; Hannover.
- GEYH, M. A.; MICHEL, G. (1977): Zur Isotopenchemie von Mineralwässern und sonstigen Grundwässern im Heilquellengebiet von Bad Oeynhausen und Bad Salzuflen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 229 – 252, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HARDENBOL, J.; VEEN, P. VAN; THIERRY, J.; HUANG, Z. (1994): A mesozoic time scale. – J. geophys. Res., **99** (B12): S. 24, 10 Abb., 4 Tab.; Washington D. C.
- GRALLA, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland – Lithostratigraphie und Faziesanalyse. – Geol. Jb., **A 106**: 3 – 59, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 16 – 25; Öhringen/Württ.

- GROETZNER, J.-P. (1962): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen des Oberen Muschelkalks im südöstlichen Niedersachsen zwischen Weser und Oker. – Diss. TU Braunschweig: 125 S., 6 Abb., 9 Taf.; Braunschweig. – [Unveröff.]
- GRUPE, O. (1907): Der Untere Keuper im südlichen Hannover. – In: ADOLF VON KOENEN-Festschr.: 65 – 134, 1 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1 – 102, 1 Tab.; Hannover.
- GRUPE, O. (1922): Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (1): 226 – 253, 1 Tab.; Berlin.
- GRUPE, O. (1927): Erläuterungen zu Blatt 3921 Aerzen. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **3921**: 35 S.; Berlin.
- GÜMBEL, C. W. VON (1859): Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nordöstlichen Alpen mit außeralpinischen Flötzschichten. – Ber. Versamml. dt. Naturforsch. u. Ärzte, **34** <Jg. 1858>: 80 – 88; Karlsruhe.
- GÜMBEL, C. W. VON (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 25 Abb., 42 Taf., 1 Beibl., 5 Kt.; Gotha (J. Perthes).
- GÜMBEL, C. W. VON (1866): Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. – Bavaria, **4**: 3 – 77; München.
- GÜMBEL, C. W. VON (1888): Grundzüge der Geologie. – 1 144 S., 504 Abb.; Cassel.
- GÜMBEL, C. W. VON (1894): Geologie von Bayern in zwei Theilen, Tl. **2**, Geologische Beschreibung von Bayern. – 1 184 S., zahlr. Abb., 1 Kt.; Cassel.
- GWINNER, M. P. (1980): Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1980** (4): 229 – 234, 1 Tab.; Stuttgart.
- HAACK, W. (1925): Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **76**: 33 – 52, 1 Abb.; Berlin.
- HAACK, W. (1927): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **47**: 160 – 207, 2 Abb., 7 Tab.; Berlin.
- HAARMANN, E. (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., Abh., **30** (1): 1 – 58, 5 Taf.; Berlin.
- HAAS, D. (1984): Die historische Entwicklung der Braunkohle-, Sand- und Tongewinnung in der Umgebung von Dörentrup/Lippe, Tl. **1**, Braunkohle- und Sandgewinnung. – Heimatland Lippe, **77**: 373 – 379, 4 Abb., 1 Tab.; Detmold.
- HAAS, D. (1985 a): Die historische Entwicklung der Braunkohle-, Sand- und Tongewinnung in der Umgebung von Dörentrup/Lippe, Tl. **2**, Sand- und Tongewinnung. – Heimatland Lippe, **78**: 28 – 35, 9 Abb., 1 Tab.; Detmold.
- HAAS, D. (1985 b): Die Hydrogeologie des tertiären Sandvorkommens von Dörentrup (Ostwestfalen). – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., **54**: 215 – 243, 13 Abb., 4 Tab.; Detmold.

- HAAS, D. (1991 a): Das Tertiär-Vorkommen von Dörentrup im Lippischen Bergland (Ostwestfalen). – Diss. Univ. Hannover: 154 S., 32 Abb., 22 Tab., 16 Taf., 21 Anl., 2 Anl.-Bde.; Hannover. – [Unveröff.]
- HAAS, D. (1991 b): Das Tertiär-Vorkommen von Dörentrup im Lippischen Bergland (Ostwestfalen). – Mitt. geol. Inst. TU Hannover, **32**: 188 S., 38 Abb., 28 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- HAGELSKAMP, H.; MICHEL, G. (1970): Das Verhältnis zwischen Bohrmeteraufwand und Brunnenergiebigkeit bei Grundwasservorkommen im Kluftgestein Ostwestfalens. – bbr (Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau), **21**: 323 – 324, 3 Abb.; Köln.
- HAGELSKAMP, H.; MICHEL, G. (1974): Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Regierungsbezirkes Detmold. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 1 – 25, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HAUSCHKE, N. (1981): Der Untere Gipskeuper (km1) im Lippischen Bergland. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: VIII + 295 S., 12 Abb., 2 Tab., 7 Taf., 9 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- HAUSCHKE, N. (1982): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **55**: 113 – 147, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., 7 Anl.; Münster/Westf.
- HAUSCHKE, N. (1987): Knollige und tepeeartige Strukturen – Indikatoren für die frühdiagenetische Bildung von Ca-Sulfaten unter Playa-Bedingungen im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **175**: 147 – 179, 16 Abb.; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N. (1989): Steinsalzkristallmarken – Begriff, Deutung und Bedeutung für das Playa-Playasee-Faziesmodell. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 355 – 369, 6 Abb.; Hannover.
- HAUSCHKE, N.; HEUNISCH, C. (1989): Sedimentologische und palynologische Aspekte einer zyklisch entwickelten lakustrischen Sequenz im höheren Teil des Unteren Gipskeupers (km1, Obere Trias) Nordwestdeutschlands. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd., **58**: 233 – 256, 3 Abb., 3 Taf.; Detmold.
- HAUSCHKE, N.; HEUNISCH, C. (1990): Lithologie und Palynologie der Bohrung USB 3 (Horn – Bad Meinberg, Ostwestfalen): ein Beitrag zur Faziesentwicklung im Keuper. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 79 – 105, 5 Abb.; Stuttgart.
- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 141, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HERRMANN, A. (1964): Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11 – 72, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, R. (1968): Auslaugung durch aufsteigende Mineralwässer als Ursache von Erdfällen bei Bad Pyrmont. – Geol. Jb., **85**: 265 – 284, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.

- HERRMANN, R. (1969): Die Auslaugung der Zechsteinsalze im niedersächsisch-westfälischen Grenzgebiet bei Bad Pyrmont. – Geol. Jb., **87**: 277 – 294, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HERRMANN, R. (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs (Die „Wolkenbrüche“ bei Trendelburg und die „Meere“ bei Bad Pyrmont). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 177 – 193, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HESEMANN, J. (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956**: 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). – [Zugl. Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**]
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637 – 716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HINZE, C. (1979), mit Beitr. von DRESCHER, J.; FAUTH, H.; GRAMANN, F.; JORDAN, R.; LEBKÜCHNER, H.; MENGELING, H.; SCHLÜTER, W.; STEIN, V.: Erläuterungen zu Blatt 3614 Wallenhorst. – Geol. Kt. Niedersachsen <1 : 25 000>, Erl., **3614**: 154 S., 20 Abb., 8 Tab., 6 Kt.; Hannover.
- HINZE, C.; JERZ, H.; MENKE, B.; STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geol. Jb., **A 112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HOFFMANN, K. (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Lias und Doggers. – In: BENTZ, A. [Hrsg.]: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 113 – 129, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- HOFFMANN, K. (1962): Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 105 – 184, 5 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HORN, M. (1982), mit Beitr. von BERNHARD, H.; BLUM, R.; BRACHT, K.; BUSSE, E.; EHRENBURG, K.-H.; HÖLTING, B.; REICHMANN, H.: Erläuterungen zu Blatt 4520 Warburg. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **4520**: 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- INDANS, J. (1958): Mikrofaunistische Korrelationen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 223 – 238, 3 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- INDANS, J. (1965): Mikrofaunistisches Normalprofil durch das marine Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1484**: 85 S., 9 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.
- JAEGER, G. F. (1827): Über die Pflanzenversteinerungen welche in dem Bausandstein von Stuttgart vorkommen. – 40 S., 8 Taf.; Stuttgart (J. B. Metzler).
- KÄDING, K.-CH. (1977): Salinarformation des Zechsteins. – Geol. Kt. Niedersachsen <1 : 25 000>, Erl., **4323**: 13 – 16, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.

- KAEVER, M. (1976): Marines Miozän in einem Erdfall des Ostwestfälisch-Lippischen Berglandes, paläogeographisch interpretiert – (Das Nordwestdeutsche Tertiärbecken). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1976** (9): 532 – 540, 2 Abb.; Stuttgart.
- KEMPER, E. (1957): Einige neue Beobachtungen an den Rhät-Schichten Lippes. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., **26**: 242 – 248, 3 Taf.; Detmold.
- KENTER, E. (1954): Bergbau im Lande Lippe. – 72 S.; Detmold (Tölle & Co.).
- KLASSEN, H. (1968): Stratigraphie und Fazies des tieferen Malm im Wiehengebirge und Teutoburger Wald. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **32**: 39 – 96, 2 Abb., 4 Anl.; Osnabrück.
- KLASSEN, H. [Hrsg.] (1984), mit Beitr. von DUCHROW, H.; FIEDLER, K.; GAERTNER, H.; GROETZNER, J.-P.; HARMS, F.-J.; HILTERMANN, H.; HINZE, C.; JOSTEN, K.-H.; KÖWING, K.; MEYER, K.-D.; RABITZ, A.; ROSE, K.-H.; THIERMANN, A.; WEITSCHAT, W.: Geologie des Osnabrücker Berglandes. – XVI + 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf., 30 Anl., 1 Kt.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.). – [Text- u. Anl.-Bd.]
- KLEIN-REESINK, J.; MINNIGERODE, CH. (1983): Ein Braunkohleprofil aus dem Tertiär von Dörentrup/Kreis Lippe (Ostwestfalen). – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., **52**: 311 – 322, 2 Abb., 3 Tab.; Detmold.
- KLEIN-REESINK, J.; MINNIGERODE, CH. (1984): Das Dörentruper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores. – Geol. u. Paläont. Westf., **2**: 68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf.; Münster/Westf.
- KLEINSORGE, H. (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**: 57 – 106, 12 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hamburg.
- KLOSTERMANN, J. (1975): Die Geologie in der Umgebung von Bad Meinberg mit besonderer Berücksichtigung der Feinstratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 245 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- KLOSTERMANN, J. (1977): Zur Geologie der Umgebung von Bad Meinberg. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 41 – 55, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KLUTH, R. (1894): Der Gypskeuper im mittleren Wesergebiet. – Diss. Univ. Göttingen: 47 S.; Göttingen (Dieterich'sche Univ.-Druckerei).
- KNAPP, G. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; KALTERHERBERG, J.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4321 Borgholz. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4321**: 160 S., 17 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KNAPP, G. (1986), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; JÄGER, B.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4421 Borgentreich. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4421**: 172 S., 13 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KNAUFF, W. (1978), mit Beitr. von DEUTLOFF, O.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3918 Bad Salzuflen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3918**: 143 S., 17 Abb., 18 Tab., 5 Taf.; Krefeld.

- KÖHLER, E. (1981): Die Grundwasserneubildung als Basiswert für die Beurteilung des hydrologischen Potentials eines Raumes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **54**: 139 – 160, 3 Abb., 5 Tab.; Münster/Westf.
- KOKEN, E. (1901): Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **14**: 120 – 170; Stuttgart.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. – Tl. **1** u. **2**. – Freiburger Forsch.-H., **C 280**: 56 S. [Tl. 1], 71 S. [Tl. 2], 15 Tab.; Leipzig.
- KRUCK, W.; WOLFF, F. (1975): Ergebnisse einer Fazieskartierung im Schilfsandstein des Weserberglandes. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 417 – 421, 1 Abb.; Hamburg.
- KÜHL, K. W. (1957): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. – Diss. TH Braunschweig: III + 63 S., 6 Abb., 2 Tab.; Braunschweig. – [Kurzfass.]
- KULICK, J.; LEIFELD, D.; MEISL, S.; PÖSCHL, W.; STELLMACHER, R.; STRECKER, G.; THEUERJAHN, A.-K.; WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3 – 223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- KUMM, A. (1941): Trias und Lias. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Studium Niedersachs., N. F., **2** (1): 328 S., 79 Abb.; Oldenburg (Stalling). – [Zugl. Veröff. Prov.-Inst. Landesplan., Landes- u. Volkskde. Niedersachs., Univ. Göttingen, (A 1) **2** (1)]
- LAEMMLEN, M. (1967), mit Beitr. von HEIM, D.; KUTSCHER, F.; MATTHESS, G.; MAYRHOFER, H.; MEISL, S.; SEMMEL, A.; WENDLER, R.: Erläuterungen zu Blatt 5124 Bad Hersfeld. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **5124**: 280 S., 16 Abb., 10 Tab., 7 Diagr., 31 Textprof., 4 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- LEGGEWIE, R.; FÜCHTBAUER, H.; EL-NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). – Geol. Rdsch., **66**: 551 – 577, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LEPPER, J. (1976), mit Beitr. von KNAPP, G.; MÖKER, H.; NEUMANN-REDLIN, C.; OELKERS, K.-H.; ROHDE, P.; SCHLÜTER, W.; STEIN, V., unter Mitarb. von GRAMANN, F.; MATTIAT, B.; MÜLLER, P.; RÖSCH, H.: Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlsruhen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf., <1 : 25 000>, Erl., **4322**: 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. dt. Landeskd., **204**, 2. Aufl.: 307 S., 49 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Trier.
- LOTZE, F. (1933): Die Verbreitung roter Gesteine im Mittleren Muschelkalk Nordwestdeutschlands. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., (B) **69**: 388 – 396, 2 Abb.; Stuttgart.
- LUKAS, V. (1991): Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen – ein Abbild kurzzeitiger Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 119 – 175, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.

- LUSZNAT, M.; THIERMANN, A. (1973): Die Entwicklung der geologischen Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen nach 1873. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 55 – 102, 7 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- MALZAHN, E. (1960): Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1959. – Erdöl u. Kohle, **13**: 221 – 235, 3 Abb., 3 Tab.; Hamburg.
- MANGERUD, J.; ANDERSEN, S. T.; BERGLUND, B. E.; DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas, **3**: 109 bis 128, 3 Abb.; Oslo.
- MEIBURG, P. (1969): Die Warburger Störungszone : Ein Beitrag zur Geologie des Warme-Diemel-Gebietes (Nordhessen/Ost-Westfalen). – Diss. Univ. Münster: 394 S., 71 Abb., 15 Tab., 49 Taf., 5 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- MEIER, K. (1964): Dörentruper Silbersand. – Heimatland Lippe, **57**: 101 – 106, 4 Abb.; Detmold.
- MEISEL, S. (1959): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 85 Minden. – Geogr. Landesaufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtdl., **85**: 50 S., 3 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichsel-frühglazials. – Geol. Jb., **A 26**: 3 – 151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. – In: SCHOLLE, P. A.; PERYT, T. M.; ULMER-SCHOLLE, D. S. [Hrsg.]: The Permian of northern Pangea, **1**: 77 – 97, 5 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- MESTWERDT, A. (1910 a): Über die Gliederung des Gipskeupers auf den Blättern Steinheim i. W. und Blomberg i. Lippe. Bericht über die Aufnahme der Blätter Steinheim i. W. und Blomberg i. Lippe in den Jahren 1906 und 1907. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **28** (4): 1 019 – 1 026; Berlin.
- MESTWERDT, A. (1910 b): Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **3**: 171 – 190, 4 Abb.; Hannover.
- MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt Blomberg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **4020**: 36 S., 1 Abb.; Berlin.
- MESTWERDT, A. (1916): Erläuterungen zu Blatt Lemgo. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **3919**: 86 S., 7 Abb.; Berlin.
- MEYER, K.-J. (1981): Zur Stratigraphie des kontinentalen Pliozäns in NW-Deutschland mittels pollenanalytischer Untersuchungen. – Newsl. Stratigr. **10** (1): 1 – 19, 3 Abb., 4 Taf.; Berlin, Stuttgart.
- MICHEL, G. (1977): Das Solevorkommen von Bad Oeynhaus. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 1 – 43, 13 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- MICHEL, G.; MODEL, J. (1975): Hydrogeologische Untersuchungsprogramme für die Sicherung der zukünftigen Wasserversorgung des Kreises Lippe und der angrenzenden Gebiete. – bbr (Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau), **26**: 206 – 210, 2 Abb., 3 Tab.; Köln.
- MICHEL, G.; NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 185 – 227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MICHEL, G.; SCHRÖTER, H. (1981): Zur Grundwasserneubildung in Festgesteinen Ostwestfalens am Beispiel Lemgoer Mark. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **54**: 175 – 201, 9 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Münster/Westf.
- NAUMANN, E. (1910): Beitrag zur Gliederung des Mittleren Keupers im nördlichen Thüringen. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **28**: 549 – 580; Berlin.
- NAUMANN, E. (1915): Über Gipskeuper, Rät und Lias im östlichen Teile des Blattes Rinteln. Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Rinteln im Jahre 1913. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **34** (2): 578 – 588; Berlin.
- NAUMANN, E. (1916): Bemerkungen über den Muschelkalk und Keuper auf dem Blatte Rinteln. Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Rinteln im Jahre 1914. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **35** (2): 565 – 581; Berlin.
- NAUMANN, E. (1922): Erläuterungen zu Blatt Vlotho. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **3819**: 54 S.; Berlin.
- NAUMANN, E.; MESTERWERDT, A. (1921): Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **40** (1): 83 – 109, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin. – [Sonderdr. 1919]
- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung – Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (1995): Tätigkeitsbericht, **1993/94**: 113 S., 72 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- OPPEL, A. (1856 – 1858): Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands, nach ihren einzelnen Gliedern eingetheilt und verglichen. – Jh. Ver. vaterld. Naturkde. Württ., **12**: 121 – 556, 30 Tab.; **13**: 141 – 396, 23 Tab., 1 Kt.; **14**: 129 – 291, 10 Tab.; Stuttgart.
- OPPEL, A.; SUESS, E. (1856 – 1858): Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **21**: 535 S.; Wien.
- OPPERMANN, S. A. (1971): Die Zechstein-Basissedimente des Richelsdorfer Gebirges. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**: 283 – 287, 1 Abb.; Wiesbaden.
- 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).
- PAULUS, E.; KURR, J. G. VON (1853): Gebirgsarten und Mineralien. – In: Beschreibung des Oberamts Besigheim: 20 – 24; Stuttgart (Müller).

- PHILIPPI, E. (1901): Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. – Paläont. Abh., N. F., **4** (4): 347 – 458, 21 Taf.; Jena.
- PRINZ, H. (1973), unter Mitarb. von CRAMER, K.; CRAMER, P.; DILLMANN, W.; EMMERT, U.; HERRMANN, F.; KALTERHERBERG, J.; NIEDERMAYER, J.; REIFF, W.; RESCH, M.; REUM, E.; RUDOLF, W.; TEMMLER, H.; TRIEB, W.; WESTRUP, J.: Verbreitung von Erdfällen in der Bundesrepublik Deutschland mit einer Übersichtskarte 1 : 1 000 000. – 36 S., 4 Abb., 1 Kt.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtschld.).
- QUENSTEDT, F. A. (1856 – 1858): Der Jura. – 843 S., 100 Taf.; Tübingen (Laupp).
- REHAGEN, H.-W. (1980): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem Pleistozän in Ostwestfalen-Lippe. – Westf. geogr. Stud., **36**: 57 – 64, 2 Tab.; Münster/Westf.
- RENNER, O. (1915), mit Beitr. von GRUPE, O.: Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **66** <Jg. 1914>: 1 – 8; Berlin.
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raum. – Jb. R.-Stelle Bodenforsch., **61**: 284 – 331, 19 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843 – 854, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1959): Zur Paläogeographie des Zechsteins. – In: Congr. Giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale, 1957, Milano, **1**: 87 – 99, 7 Abb., 1 Taf.; Roma (Acad. naz. Lincei).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Saline deposits in Germany: a review and general introduction to the excursions. – In: RICHTER-BERNBURG, G. [Hrsg.]: Geology of saline deposits: 275 – 287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (Unesco). – [Hannover Symp., Proceed. <1968, Hannover>]
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127 – 132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS STILLES Begriff in heutiger Sicht. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 11 – 23, 10 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Exkursionen in den deutschen Zechstein, Einführung. – In: Exk.-Führer I / Internationales Symposium Zechstein 1987: 15 – 24, 7 Abb.; Wiesbaden. – [Internat. Symp. Zechstein 1987 <1987, Kassel, Hannover>]
- RIEDEL, A. (1918): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **37** (1): 1 – 116, 5 Abb., 20 Taf.; Berlin.
- RÖHL, U. (1986): Feinstratigraphie und Mikrofazies des Oberen Muschelkalks im Hildesheimer Wald. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **8**: 489 – 511, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ROHDE, P. (1963 a): Der tiefere Teil des Oberen Muschelkalks im nordlippischen Weserbergland (Beispiel einer für den nord-und mitteldeutschen Raum normalen Entwicklung). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 303 – 314, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

- ROHDE, P. (1963 b): Das Störungsfeld der Pyrmonter Achse im Nordteil des Lippischen Berglandes. – Diss. Univ. Münster: 134 S., 107 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- ROSENFELD, U. (1968): Beobachtungen zur Stratigraphie des Schilfsandsteins im ost-lippischen Bergland (Lithostratigraphische Untersuchungen in Sandstein-Folgen III). – Geol. Rdsch., **57**: 402 – 424, 9 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1977): Zur Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 25 – 39, 4 Abb.; Hannover.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1980): Der Südwestteil des Lippischen Berglandes, ein Grenzbereich zwischen Hessischer Senke und Niedersächsischem Tektogen. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 715 – 724, 2 Abb.; Hannover.
- ROSENFELD, U.; THIELE, I. (1992): Der Untere Muschelkalk am Nordrand der Rheinischen Masse: Fazies und Mächtigkeiten (Trias, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1992**: 487 – 512, 8 Abb.; Stuttgart.
- SANDER, A. (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander-von-Humboldt-Sprudel im Vergleich mit Übertageaufschlüssen des Weserberglandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 89 – 108, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- SCHERP, A. (1977): Eisenglanzvererzungen im Buntsandstein der Bohrung Alexander-von-Humboldt-Sprudel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 109 – 123, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHICKOR, G. (1969): Zur Paläogeographie und Sedimentologie des Räts zwischen Osning und Weser (Westfalen). – Geotekt. Forsch., **32**: 66 – 97, 18 Abb.; Stuttgart.
- SCHLOENBACH, U. (1863): Ueber den Eisenstein des mittleren Lias im nordwestlichen Deutschland, mit Berücksichtigung der älteren und jüngeren Lias-Schichten. – Z. dt. geol. Ges., **15**: 465 – 566, 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- SCHLÜTER, C. (1866): Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. – Z. dt. geol. Ges., **18**: 35 – 76; Berlin.
- SCHMID, E. E. (1864): Die Gliederung der oberen Trias nach den Aufschlüssen im Salzschat auf dem Johannisfelde bei Erfurt. – Zt. dt. geol. Ges., **16**: 145 – 154; Berlin.
- SCHMID, E. E. (1884): Die Wachsenburg bei Arnstadt in Thüringen und ihre Umgebung. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., Abh., **4**: 267 – 309, 1 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. – 461 S., 122 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ. (Hohenlohe'sche Buchhdl. F. Rau).
- SCHMIDT, M. (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag 1938. – 143 S., zahlr. Abb.; Öhringen/Württ. (Hohenlohe'sche Buchhdl. F. Rau).

- SCHNEIDER, H. (1975): Subrosionssenken im nordwestfälischen Bergland. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **35**: 71 – 88, 5 Taf.; Münster/Westf.
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. – Ber. R.-Stelle Bodenforsch., **1942**: 61 – 77, 2 Abb.; Wien.
- SCHÜLLER, M. (1967): Petrographie und Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalkes in Südniedersachsen und Nordhessen. – Sediment. Geol., **1** (4): 353 – 401, 23 Abb., 7 Tab., 1 Taf., 1 Beil.; Amsterdam.
- SCHULZ, M.-G. (1972): Feinstratigraphie und Zyklengliederung des unteren Muschelkalks in N-Hessen. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **41**: 133 – 170, 2 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hamburg.
- SCHULZ, N. (1990): Geologie des Röntorfer Hochbereichs (Pyrmonter Achse, nördlich Lemgo). – Dipl.-Arb. Univ. Hamburg: 124 S., 60 Abb., 16 Tab., 5 Anl.; Hamburg. – [Unveröff.]
- SCHULZ, N. (1991): Geologie des Röntorfer Hochbereichs (nordwestliche Pyrmonter Achse). – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., **60**: 231 – 284, 23 Abb., 6 Tab.; Detmold.
- SCHÜTRUMPF, R. (1980): Das Interglazial im Werre-Profil bei Nienhagen (Detmold). – Westf. geogr. Stud., **36**: 65 – 70, 5 Abb.; Münster/Westf.
- SCHWENKE, W. (1979): Zur Geologie des Lipper Berglandes im Raum südöstlich Bad Meinberg unter besonderer Berücksichtigung der Feinstratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 252 S., 4 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 6 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- SCHWENKE, W. (1993): Beiträge zur Stratigraphie und Fazies des oberen Muschelkalks am Nordrand der Rheinischen Masse. – Diss. Univ. Münster: 246 S., 84 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- SEIFERT, H. (1929): Vergleichende stratigraphische Untersuchungen über den Unteren Muschelkalk in Mittelthüringen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49** (2): 859 – 917, 1 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland – Zwischenbericht. – Spieker, **12**: 45 – 80, 1 Kt.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1966): Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 125 – 130, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- 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.

- 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. (1991): Der Löß des Hellwegs. Beobachtungen zur Altersstellung. – Spieker, **35**: 55 – 63, 1 Abb., 1 Tab., 4 Prof.; Münster/Westf.
- 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.).
- SPEETZEN, E. (1990): Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 35 – 61, 17 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.
- SPEYER, O. (1866): Die oberoligozänen Tertiärgebilde und deren Fauna im Fürstentum Lippe-Detmold. – Palaeontographica, **16**: 52 S., 5 Taf.; Cassel.
- SPRINGHORN, R. (1984): Das Oligozän in Ostwestfalen-Lippe. Zusammenfassende Darstellung der Paläoökologie, Stratigraphie und Erforschungsgeschichte. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., **53**: 253 – 269, 8 Abb.; Detmold.
- SPRINGHORN, R. (1995): Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald – Nordrhein-Westfalen/Niedersachsen. – Geol. u. Paläont. Westf., **41**: 69 – 81, 4 Abb.; Münster/Westf.
- STAHL, W. (1971): Isotopen-Analysen an Carbonaten und Kohlendioxid-Proben aus dem Einflußbereich und der weiteren Umgebung des Bramscher Intrusivs und an hydrothermalen Carbonaten aus dem Siegerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 429 – 438, 1 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- STARK, H. (1953): Tektonische Studien an der Piesberg-Pyrmonter Achse im Bereich um Bad Pyrmont. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 506 – 510, 2 Abb.; Hannover.
- STEIN, V. (1968): Stratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Südniedersachsens. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 819 – 828, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- STILLE, H. (1900): Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., Abh., **20**: 3 – 42, 3 Taf.; Berlin.
- STILLE, H. (1908): Erläuterungen zu Blatt Bad Driburg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **4220**: 23 S., 2 Abb.; Berlin.
- STILLE, H. (1909): Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., Abh., **29** (1): 145 – 166, 1 Abb.; Berlin.
- STILLE, H. (1910): Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **3**: 225 – 245, 5 Abb.; Hannover.
- STILLE, H. (1911): Erläuterungen zu Blatt Horn-Sandebeck. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **4119**: 64 S., 6 Abb.; Berlin.

- STILLE, H. (1935): Erläuterungen zu Blatt 4219 Altenbeken, 2. Aufl. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **4219**: 30 S., 1 Abb.; Berlin.
- STILLE, H.; MESTWERDT, A. (1909): Die Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., Abh., **27** (2): 210 – 229; Berlin. – [Sonderdr. 1906]
- STILLE, H.; MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten <1 : 25 000>, Erl., **4019**: 60 S.; Berlin.
- STINDER, TH. (1989): Stratigraphie und Lithologie des Rhät (Oberkeuper) im mittleren Niedersachsen (Norddeutschland). – Z. dt. geol. Ges., **140**: 87 – 99, 2 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- STREMMER, E. (1888): Beitrag zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen zwischen Cassel und Detmold, nebst einer Besprechung der norddeutschen *Pecten*-Arten. – Z. dt. geol. Ges., **40**: 310 – 354, 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- Subkommission Perm-Trias (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – Z. angew. Geol., **39** (1): 20 – 22; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 11 – 34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1959): Geologische Untersuchungen im Mittleren und Oberen Keuper östlich der Herforder Mulde. – Dipl.-Arb. Univ. Hamburg: 99 S., 15 Abb., 2 Taf., 3 Anl.; Hamburg. – [Unveröff.]
- 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.
- THÜRACH, H. (1889 – 1890): Übersicht über die Gliederung des Keupers im südlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden, Tl. **1** u. **2**. – Geognost. Jh., **1**: 75 – 162, 3 Abb.; **2**: 1 – 90, 1 Abb.; Cassel.
- TIETZE, K.-W.; KOSLOWSKI, W.; KLEUSBERG, T. (1988): Sedimentologische Betrachtung der Folgen-Gliederung des Buntsandsteins in der Hessischen Senke. – In: Exkursionsführer / 3. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Exk. B: 6 – 8, 1 Tab.; Marburg. – [Treffen deutschspr. Sedimentologen <3., 1988, Bochum>]

- TORNQUIST, A. (1892): Der Gypskeuper in der Umgebung von Göttingen. – Diss. Univ. Göttingen: 38 S., 1 Tab; Göttingen. – [Unveröff.]
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl-Z., **77** (9): 361 – 367, 7 Abb.; Wien, Hamburg.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., **79**: 277 – 292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
- URLICHS, M.; MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. – Stuttgarter Beitr. Naturkde., (B) **48**: 1 – 42, 7 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.- Amt Nordrh.-Westf.).
- VOIGT, E. (1962): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 379 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- WAGENER, R.; WEERTH, O. (1890): Geognostische Beschreibung des Fürstentums Lippe und seiner Umgebung. – Jber. naturwiss. Ver. Fürstentum Lippe, **1890**: 20 – 94; Detmold.
- WEERTH, O. (1929): Geologie des Landes Lippe. – Sonderveröff. gesch. Abt. naturwiss. Ver. Land Lippe, **3**: 156 S.; Detmold (Meyer).
- WENGER, R. (1957): Die germanischen Ceratiten. – Palaeontographica, (A) **108**: 57 – 129, 44 Abb., 17 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.
- WIEGEL, E. (1973): Die Entwicklung der staatlichen geologischen Kartierung in Nordrhein-Westfalen vor 1873. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 11 – 54, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- WILL, H.-J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Beih. Geol. Jb., **54**: 240 S., 50 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65, 32 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.
- WURSTER, P. (1964 a): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **33**: 140 S., 57 Abb., 4 Taf.; Hamburg.
- WURSTER, P. (1964 b): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54**: 224 – 240, 11 Abb.; Stuttgart.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner geowiss. Abh., (A) **54**: 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin.

Karten

- Bodenkarte für die landwirtschaftliche Standorterkundung <1 : 5 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Verfahren Bad Salzuflen (1983), Bearb. FAASEN, H.
Verfahren Wasserschutzgebiet Dörentrup-Hillentrup (1985), Bearb. LAU, E.
Verfahren Kalletal (1987), Bearb. ELBERT, L.; BERNING, P.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 3918 Herford (1984), Bearb. DUBBER, H.-J.
Blatt L 3920 Rinteln (1996), Bearb. BETZER, H. J.; LAU, E.
- Bodenkarte zur forstlichen Standorterkundung <1 : 10 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Verfahren Forstamt Brake (1964), Bearb. KRATZ, H.; ZEJSCHWITZ, E. VON
- Geognostische Charte vom Nordwestlichen Deutschland <1 : 200 000>. – Berlin (Schropp et Co.).
Blatt Minden (1829), Bearb. HOFFMANN, F.
- Geognostische Karte von Deutschland und den umliegenden Staaten in 42 Blättern <1 : 1 100 000>. – Hrsg. BUCH, L. VON (anonym); Berlin (Schropp et Co.).
Blatt 4 c Cassel (1826), Bearb. BUCH, L. VON
- Geologie (1976). – Planungsatlas, 1 (8): 2 Kt. <1 : 500 000>, mit Erl. u. Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DAHM, H.-D.; DEUTLOFF, O.; HERBST, G.; KNAPP, G.; THOME, K.-N., mit Beitr. von BACHMANN, M.; BRAUN, F. J.; DROZDZEWSKI, G.; GLIESE, J.; GRABERT, H.; HAGER, H.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; LUSZNAT, M.; THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).
- Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen <1 : 80 000>. – Hrsg. Kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.; Berlin (Schropp).
Sect. 9 Höxter (1858), Bearb. DECHEN, H. VON
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 3918 Minden (1982), Bearb. DEUTLOFF, O.; SKUPIN, K., unter Mitarb. von DAHM, H.-D.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 3818 Herford, 2. Aufl. (1995), Bearb. DEUTLOFF, O.
Blatt 3918 Bad Salzuflen, 2. Aufl. (1977), Bearb. JÄGER, B.; KNAUFF, W.
Blatt 4019 Detmold, 2. Aufl. (1986), Bearb. FARRENSCHON, J.
Blatt 4020 Blomberg, 2. Aufl. (1995), Bearb. FARRENSCHON, J.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. kgl. preuß. geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 3919 Lemgo (1915), Bearb. MESTWERDT, A.

- Geologische Übersichtskarte <1 : 200 000>. – Hrsg. B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtlid.; Hannover.
Blatt CC 3918 Hannover (1973), Bearb. ARNOLD, H.; DUPHORN, K.; MEYER, K.-D.; SCHNEEKLOTH, H.; VINKEN, R.
- Geologische Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen <1 : 500 000> (1866). – Hrsg. Kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb., Bearb. DECHEN, H. VON (Schropp).
- 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.
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 3918 Herford (1984), Bearb. DEUTLOFF, O.
- 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.
- 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. Nordrh.-Westf.: IV + 65 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Kt.; Düsseldorf.
- Klimadaten (1976). – In: Klimadaten I – III. – Dt. Planungsatlas, **1** (7): 3 Kt. <1 : 1000 000>, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. SCHIRMER, H.; CASPAR, W.; SCHNELL, F.; WITTERSTEIN, F.; BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).
- Wasserwirtschaftliche Planung im Werregebiet. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf. Karte Grundwasserbeschaffenheit <1 : 100 000> (1980), Bearb. LEICHTLE, T.

