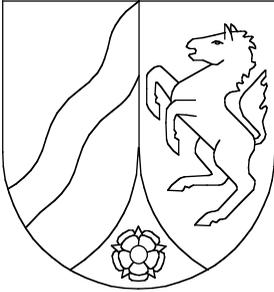


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
3808 Heek

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 3808 Heek

Von

MARTIN HISS

Mit Beiträgen von HEINZ ELFERS, BARBARA GROSS-DOHME und WALTER-GÖTZ SCHRAPS

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1995

1996. 0597

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	3808	180 S.	13 Abb.	10 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1995
---	------	-------------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1995 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Postfach 10 80 · D-47710 Krefeld

Bearbeiter:	Dipl.-Geol. Dr. M. HISS		Geologisches Landesamt
	Dipl.-Geol. H. ELFERS		Nordrhein-Westfalen
	Dipl.-Geol.'in B. GROSS-DOHME		De-Greiff-Straße 195
	Dipl.-Geol. Dr. W.-G. SCHRAPS		D-47803 Krefeld

Redaktion: Dipl.-Geogr. A. LENZ

Druck: Joh. van Acken · Krefeld

ISBN 3-86029-018-5

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	14
2.2.3 Klima	16
3 Schichtenfolge	17
Paläozoikum	17
3.1 Oberkarbon (Silesium) (cwb; cwc)	77
3.2 Perm	20
3.2.1 Zechstein (z)	21
3.2.1.1 Zechstein 1 (Werra-Folge) (z1A; z1Na)	22
3.2.1.2 Zechstein 2 – 7 (Staßfurt- bis Mölln-Folge) (z2-7)	24
Mesozoikum	25
3.3 Trias	25
3.3.1 Buntsandstein (s)	27
3.3.1.1 Unterer Buntsandstein (su)	27
3.3.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)	28
3.3.1.3 Oberer Buntsandstein (Röt-Folge) (so)	29
3.3.2 Muschelkalk und Keuper	29
3.4 Jura (j)	30
3.4.1 Lias (jl)	31
3.4.2 Dogger (jb)	32
3.4.3 Malm (jw)	33
3.5 Kreide	35
3.5.1 Unterkreide	35
3.5.1.1 Berrias, Bückeberg-Folge (Wealden-Fazies) (krbe)	36
3.5.1.2 Valangin (krv)	39
3.5.1.3 Hauterive (krh; krhu; krhG)	40
3.5.1.4 Barrême (krb)	43
3.5.1.5 Apt (krp)	45
3.5.1.6 Alb (krl)	47
3.5.1.6.1 Rothenberg-Sandstein (krp-IR)	48
3.5.1.6.2 Unter- und Mittelalb (krlu-m; krlm)	49
3.5.1.6.3 Oberalb (Flammenmergel) (krlo)	51
3.5.2 Oberkreide	53
3.5.2.1 Cenoman (krc)	56
3.5.2.2 Turon (krt)	58
3.5.2.3 Coniac (krcc)	60
3.5.2.4 Santon (krsa)	61

	Seite
3.5.2.4.1 Untersanton (krsa1)	61
3.5.2.4.2 Mittelsanton (krsa2-3)	63
3.5.2.4.3 Obersanton (krsa4)	63
3.5.2.5 Campan	70
3.5.2.5.1 Unteres Untercampan (krca1)	70
3.5.2.5.2 Oberes Untercampan (krca2)	71
Känozoikum	73
3.6 Tertiär	73
3.6.1 Eozän (teo)	73
3.7 Quartär	75
3.7.1 Pleistozän	78
3.7.1.1 Alt- bis Mittelpleistozän (Prätegelen bis Saale-Kaltzeit)	78
3.7.1.1.1 Rinnenablagerungen	79
3.7.1.1.2 Saale-Kaltzeit	81
3.7.1.1.2.1 Vorschüttsand (D,S,gf(1))	82
3.7.1.1.2.2 Grundmoräne (D,Mg)	83
3.7.1.1.2.3 Nachschüttsand (D,S,gf(2))	85
3.7.1.1.3 Eem-Warmzeit	86
3.7.1.1.4 Weichsel-Kaltzeit	86
Bach- und Flußablagerungen	89
3.7.1.4.1 Obere Niederterrasse	89
3.7.1.4.1.1 Knochenkies (w,Kn)	89
3.7.1.4.1.2 Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f)	91
3.7.1.4.1.3 Schluff-Folge (w,U,f)	94
3.7.1.4.1.4 Älteste <i>Dryas</i> -Schichten (DYä)	95
3.7.1.4.1.5 Talsand (w,S,ta)	97
3.7.1.4.2 Uferwall (w,S,sw)	99
3.7.1.4.3 Untere Niederterrasse (Nu)	100
Periglazialbildungen	101
3.7.1.4.4 Fließerde (,,fl)	101
Windablagerungen	102
3.7.1.4.5 Flugsand (,S,a)	103
3.7.1.4.6 Ältere Dünen (,,d(1))	105
3.7.2 Holozän	106
Bach- und Flußablagerungen	106
3.7.2.1 Auensand (,S,ta; ,Sl,ta)	106
3.7.2.2 Auenlehm (,L,ta)	109
Verschwemmungsablagerungen	109
3.7.2.3 Schwemmlehm (,,u)	109
Windablagerungen	110
3.7.2.4 Jüngere Dünen (,,d(2))	110
Moorbildungen	110
3.7.2.5 Hochmoor (,Hh)	111

	Seite
3.7.2.6 Niedermoor (,Hn)	111
3.7.2.7 Anmoor (,Hm)	112
3.7.2.8 Raseneisenstein (,Er)	112
Künstlich verändertes Gelände	113
3.7.2.9 Künstliche Aufschüttung (,,y)	113
4 Gebirgsbau	113
4.1 Tektonische Baueinheiten und ihre strukturelle Entwicklung	114
4.2 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrundes	116
4.3. Präoberkretazische tektonische Strukturen	116
4.4 Oberkretazische und tertiäre tektonische Strukturen	118
4.5 Alter und Ablauf der Gebirgsbewegungen	120
5 Erd- und Landschaftsgeschichte	122
6 Nutzbare Lagerstätten	125
6.1 Fossile Brennstoffe	125
6.2 Steinsalz	126
6.3 Eisen	128
6.4 Steine und Erden	128
6.4.1 Kalkstein	128
6.4.2 Sandstein	129
6.4.3 Tonstein und Tonmergelstein	129
6.4.4 Mergelstein, sandiger Mergelstein	129
6.4.5 Sand	129
6.4.6 Ton und Schluff	130
7 Hydrogeologie (H. ELFERS)	130
7.1 Hydrogeologischer Überblick	131
7.2 Grundwasserneubildung	131
7.3 Grundwasserleiter	131
7.3.1 Grundwasser in Lockergesteinen	133
7.3.2 Grundwasser in Festgesteinen	133
7.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	135
7.5 Grundwassernutzung	138
8 Ingenieurgeologie (B. GROSS-DOHME)	139
8.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten	139
8.1.1 Gesteine der Unterkreide	139
8.1.2 Fest- und Lockergesteine der Oberkreide	140
8.1.3 Lockergesteine des Quartärs	141
8.2 Allgemeine Hinweise	144
9 Böden (W.-G. SCHRAPS)	145
9.1 Böden aus Sedimenten der Unterkreide	148
9.2 Böden aus Sedimenten der Oberkreide	148
9.3 Böden aus Sedimenten des Pleistozäns	149
9.4 Böden aus Sedimenten des Holozäns	150

10	Bohrungen	152
11	Verzeichnis der Schriften und Karten	162

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebiets	12
Abb. 2	Naturräumliche und landschaftliche Gliederung	15
Abb. 3	Tiefenlage und Strukturen des Oberkarbons	19
Abb. 4	Faziesbereiche des Santons und Campans	64
Abb. 5	Periglaziale Frostbodenbildung	88
Abb. 6	Korngrößenverteilung und Schwermineralprofil in der Kartierbohrung 10207	92
Abb. 7	Korngrößenverteilung und Schwermineralprofil in der Kartierbohrung 10215	93
Abb. 8	Laminare Feinschichtung im Flugsand	103
Abb. 9	Tektonischer Bau an der Oberfläche der Festgesteine	115
Abb. 10	Steine und Erden	127
Abb. 11	Hydrogeologische Übersicht	132
Abb. 12	Bodenkundliche Übersicht	146/147
Abb. 13	Podsolabfolge im Bereich des Dinkeltals	150

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte ausgewählter Klimaelemente	16
Tab. 2	Schichtenfolge im Blattgebiet	18
Tab. 3	Gliederung des Zechsteins	21
Tab. 4	Gliederung der Trias	26
Tab. 5	Gliederung des Juras	31
Tab. 6	Gliederung der Unterkreide	36
Tab. 7	Gliederung der Oberkreide	54/55
Tab. 8	Gliederung des Quartärs	76/77
Tab. 9	Hydrogeologische Klassifikation der Festgesteine	134
Tab. 10	Grundwasseranalysen	137

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

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

1 Vorbemerkungen

Das Blattgebiet 3808 Heek gehört zu den Flachlandbereichen von Nordrhein-Westfalen, die bisher noch keine flächendeckende geologische Detailkartierung erfahren haben. Obgleich die Geländeoberfläche im Blattgebiet überwiegend von jungquartären Sanden eingenommen wird und somit dem Kartenbild eine gewisse Monotonie aufprägt, verbergen sich nur wenige Meter darunter sehr komplexe geologische Strukturen. Im Blattgebiet grenzen die Baueinheiten des Niedersächsischen Beckens (Niedersächsisches Tektogen) und des Münsterländer Kreide-Beckens aneinander. Diese Grenzzone ist für eine stark gestörte Lagerung der oberflächennahen Festgesteine maßgebend. Die wenigen Bereiche mit zutage anstehenden Festgesteinen weckten daher schon im 19. Jahrhundert das Interesse der geologischen Forschung. Erste großräumige regional-geologische Betrachtungen, die unter anderem auch das Blattgebiet betreffen, stammen von ROEMER (1854: 38, 149), HOSIUS (1860), VON DECHEN (1884) und WEGNER (1905). Jedoch erst ab den dreißiger Jahren des 20. Jahrhunderts erfolgten im deutsch-niederländischen Grenzgebiet und damit auch in Teilen des Blattgebiets eingehendere geologische Untersuchungen und Kartierungen.

Im Zuge der preußischen geologischen Landesaufnahme und in Verbindung mit strukturellen geologischen Untersuchungen für die Erdölexploration wurde im Jahr 1931 durch A. BENTZ der nördliche Teil des Blattgebiets kartiert. Eine unveröffentlichte Manuskriptkarte im Maßstab 1 : 25 000 mit Kartierbericht liegt im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen vor. Diese Kartierung ist zusammen mit den Ergebnissen zahlreicher Bohrungen des Reichsbohrprogramms (1934 bis 1945) in das von H. LÖGTERS & H. REICH bearbeitete Blatt 70 Vreden – Ahaus – Bocholt – Coesfeld (1948) der Geotektonischen Übersichtskarte von Nordwest-Deutschland 1 : 100 000 eingeflossen. Spätere strukturelle geologische Untersuchungen teilt WOLBURG (1953) mit. Außerdem werden sie als Ergebnis der geologischen Kartierung der nördlichen Anschlußblätter 3707/3708 Glanerbrücke/Gronau (1965) und 3709 Ochtrup (1965) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 durch THIERMANN (1968, 1969) dargestellt. Aus jüngerer Zeit stammt das von F. KOCKEL bearbeitete Blatt C 3906 Gronau (1986) des unveröffentlichten Geotektonischen Atlas von Nordwest-Deutschland 1 : 100 000.

Der bis dahin unbearbeitete mittlere und südliche Teil des Blattgebiets wurde erstmals durch H. ARNOLD im Jahr 1956 in einer Übersichtskartierung im Maßstab 1 : 25 000 geologisch aufgenommen. Eine unveröffentlichte Manuskriptkarte mit Kartierbericht liegt vor. Teile der Kartierergebnisse sind zusammenfassend von ARNOLD (1964 a) beschrieben.

Bisher sind die genannten Kartierungen nur in verkleinertem Maßstab und in generalisierter Form veröffentlicht worden, und zwar als geologische Grundlage des Blattes L 3908 Ahaus (1981) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 sowie auf Blatt CC 3902 Lingen (1984) der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000.

Die Geländeaufnahmen zum geologischen Kartenblatt Heek erfolgten auf der Grundlage der Topographischen Karte 1 : 25 000 im Maßstab 1 : 10 000. Sie wurden zeitgleich mit Arbeiten in den östlichen und südlichen Anschlußblattgebieten (TK 25: 3809 Metelen, 3908 Ahaus und 3909 Horstmar) durchgeführt und im Jahr 1991 abgeschlossen.

Eine flächendeckende Luftbildbefliegung mit Falschfarben-Infrarotfilm im Maßstab 1 : 12 500 unterstützte die herkömmlichen Kartiermethoden. Eine Auswertung der Luft-

bilder erfolgte mit einem Stereokartiergerät. Nach dem Geländekleinrelief, dem Vegetationsmuster und nach Feuchteunterschieden im Oberboden konnten vor allem Kartiereinheiten in den Lockergesteinsgebieten (Quartär) ausgegrenzt werden. An einigen Stellen gaben die Luftbilder aber auch Hinweise auf Ausbildung, Verbreitung und Lagerung von Festgesteinen. Die im Wechsel mit feldgeologischen Geländeaufnahmen durchgeführte Luftbilddauswertung ermöglichte es, die Darstellungsgenauigkeit in der geologischen Karte zu verbessern.

Zur Erkundung, Abgrenzung und Darstellung der Schichten des oberflächennahen Untergrundes wurden 87 kartierbegleitende Bohrungen von maximal 60 m Tiefe als Spülbohrungen – zum Teil mit gekernten Abschnitten – und fünf Rammkernbohrungen niedergebracht. Ergänzt wurde das Bohrprogramm durch 157 maschinengetriebene Sondierungen bis zu 10 m Teufe und mehr als 1000 Handsondierungen. Einen großen Teil dieser Arbeiten führte H. WESTERMANN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aus. Eine weitere Ergänzung des Bohrprogramms waren geoelektrische Sondierungen (Bearbeiter W. BOGDANSKI, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), die hauptsächlich zur Erkundung der Mächtigkeit von Quartär-Ablagerungen angesetzt wurden. Einige geoelektrische Tiefensondierungen (Bearbeiter P. WORZYK, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.) dienten der Erforschung des tieferen Untergrundes.

Das Blatt L 3908 Ahaus (1981) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 und die nahezu flächendeckend vorliegenden Bodenkarten zur landwirtschaftlichen Standorterkundung im Maßstab 1 : 5 000 wurden geologisch ausgewertet. Zur Rekonstruktion des ursprünglichen Landschaftsbildes, vor allem der Verbreitung früherer Feuchtgebiete und Talauen, wurde auf das Urmeßtischblatt der Preußischen Kartenaufnahme 1 : 25 000 – Uraufnahme – aus dem Jahr 1842 und auf die Neuaufnahme der Preußischen Kartenaufnahme 1 : 25 000 aus dem Jahr 1897 zurückgegriffen. Weiterhin standen zahlreiche Unterlagen aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen zur Auswertung zur Verfügung. Hierzu gehören unter anderem die Ergebnisse von Bohrungen, geophysikalischen Untersuchungen (Seismikprofile u. a.) sowie Gutachten, Untersuchungsberichte und Stellungnahmen zu geologischen, hydrogeologischen und lagerstättenkundlichen Fragen. Die Ergebnisse von Geländeaufnahmen und Ausarbeitungen, die B. GROSS-DOHME, H. MASLOWSKI, Th. PABSCH und S. SCHULTE-KELLINGHAUS während ihrer Referendarausbildung beim Geologischen Landesamt im Blattgebiet durchführten, sind ebenfalls berücksichtigt worden. Die Luftbildkartierung, die Auswertung von Archivunterlagen sowie die Bearbeitung von Karte und Schnitten wurden durch B. DOERR (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) unterstützt.

Zur Ergänzung und Absicherung der durch die Geländearbeiten gewonnenen Ergebnisse wurden im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen zahlreiche Laboruntersuchungen durchgeführt. Insbesondere sind Gesteinsanalysen (Mineralbestand, Korngrößenbestimmungen, Schwermineralanalysen) sowie paläozoologische und paläobotanische Untersuchungen von Mikrofaunen, Makrofaunen und Mikroflora zur stratigraphischen Einstufung der angetroffenen Schichten zu nennen. Die Untersuchungsergebnisse sind im Archiv des Geologischen Landesamtes niedergelegt.

Im folgenden werden die wichtigsten Kartierergebnisse der geologischen Aufnahme des Blattgebiets aufgeführt:

- Zahlreiche Bohrungen und Sondierungen dienten der Erkundung des Südrandes der Strukturen von Gronau und Ochtrup. Dabei wurden mehrere parallel zueinander und sehr flach verlaufende Überschiebungsbahnen festgestellt und das Ausstreichen der Unter- und Oberkreide-Schichten kartiert.
- Die stratigraphische Abfolge sowie die Lagerungsverhältnisse und tektonischen Strukturen der Oberkreide-Schichtenfolge des Blattgebiets werden erstmals im Zusammenhang dargestellt. Weitflächig streichen Obersanton und Untercampan in flacher, leicht welliger Lagerung aus. Turon, Coniac, Unter- und Mittelsanton sind hingegen nur geringmächtig oder fehlen insbesondere im Nordwesten des Blattgebiets zum Teil vollständig.
- Ein reliktsches Vorkommen von marinem Eozän gibt es in der nordöstlichen Blattgebietsecke (Weinerbauerschaft). Es greift auf das anschließende Blattgebiet 3809 Metelen über. Dies ist im nördlichen Münsterland der erste Nachweis von marinem Eozän, das auf Schichten der Oberkreide lagert. Die geschlossene Eozän-Verbreitung beginnt ansonsten erst etwa 18 km westlich und 15 km nördlich dieses Vorkommens.
- Durch geoelektrische Messungen und Bohrungen ist ein quartärzeitliches Rinnensystem belegt, das maximal bis zu 40 m tief in die Kreide-Oberfläche eingeschnitten ist. Es verbirgt sich unter den an der Geländeoberfläche weit verbreiteten Talsanden. Es besteht aus einem Nord – Süd verlaufenden, übertiefen Rinnenast im Westteil des Blattgebiets. In diesen mündet eine Rinne ein, die etwa dem Dinkeltal folgt (Dinkerrinne). In der östlichen Blattgebietshälfte gibt es darüber hinaus noch weitere, vorzugsweise Ost – West verlaufende flachere Rinnen.

2 Überblick

2.1 Geologischer Überblick

Das Blattgebiet liegt im Grenzbereich zwischen zwei bedeutenden geologischen Baueinheiten, dem Münsterländer Kreide-Becken im Süden und dem Niedersächsischen Becken im Norden (Abb. 1). Während im Niedersächsischen Becken im Verlauf von Perm, Trias, Jura und Unterkreide mächtige Sedimentfolgen abgelagert wurden, begann die eigentliche Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens erst in der höheren Unterkreide (Alb) und setzte sich bis zum Ende der Oberkreide fort. Im Verlauf der Oberkreide und zu Beginn des Tertiärs wurde das Niedersächsische Becken durch einengende Gebirgsbewegungen aufgewölbt und entwickelte sich zum Niedersächsischen Tektogen. Dabei bildeten sich an seinem Südwestrand im sogenannten Emsland-Tektogen Sattelstrukturen, die teilweise nach Süden auf Oberkreide-Ablagerungen aufgeschoben wurden.

Die ältesten, im tieferen Untergrund des Blattgebiets durch Bohrungen nachgewiesenen Schichten stammen aus dem Oberkarbon. Darüber lagern Sedimente des Zechsteins, die von Nordwesten nach Südosten allmählich ausdünnen, aber wohl noch im gesamten Blattgebiet vorhanden sind. Im Nordwesten bei Epe enthalten sie mächtige Steinsalzlager. Über den Zechstein-Ablagerungen folgen Schichten des Unteren und

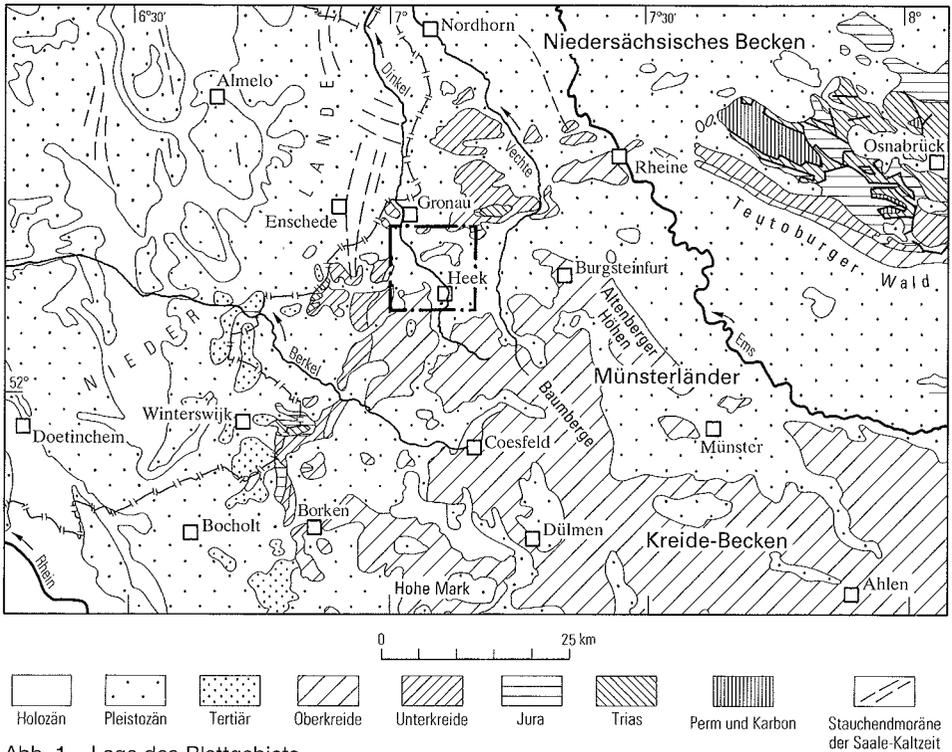


Abb. 1 Lage des Blattgebiets

Mittleren Buntsandsteins, die ebenfalls nach Südosten langsam geringmächtiger werden. Muschelkalk, Keuper und Jura sind nur im äußersten Norden vorhanden, während im übrigen Teil des Blattgebiets die Buntsandstein-Schichten von der Unterkreide transgressiv überlagert werden.

Unmittelbar an der Geländeoberfläche oder nur durch einige Meter Quartär-Ablagerungen verdeckt treten am Nordrand des Blattgebiets zum Teil steil aufgerichtete Schichten der Unterkreide in störungsbegrenzten Schollen zutage. Die Unterkreide-Schichtenfolge reicht dabei vom Berrias bis zum Alb und liegt überwiegend in mariner Fazies vor. Nach Süden schließt sich die Überschiebungszone an, die von Epe nach Osten bis über die Grenze des Blattgebiets hinaus verläuft (Gronauer Überschiebung). Südlich davon beginnt das Oberkreide-Gebiet. Die Ablagerungen der tieferen bis mittleren Oberkreide (Cenoman bis Mittelsanton) treten nur an wenigen Stellen zutage. Sie sind insgesamt lückenhaft entwickelt und besonders im Nordwesten sehr geringmächtig. Im Bereich der Überschiebungszone sind diese Schichten in mehrere tektonische Schollen zerlegt. Nur im äußersten Westen des Blattgebiets sind Gesteine des Cenomans und Turons als Höhenrücken an der Geländeoberfläche morphologisch erkennbar. Ablagerungen der mittleren und höheren Oberkreide (Obersanton und Untercampan) sind hingegen in flacher, leicht welliger Lagerung mit generell geringem Einfallen nach Südosten weit verbreitet.

Mit dem Ende der Oberkreide-Zeit endete die marine Sedimentation im Münsterländer Kreide-Becken. Das Meer zog sich zurück und drang erst im Eozän von Nordwesten her nochmals in das Blattgebiet vor. Im nordöstlichsten Teil des Blattgebiets sind Sedimente des Eozäns als isolierte Vorkommen nachgewiesen.

Ablagerungen des Quartärs nehmen weite Flächen ein und dominieren das Kartenbild. An der Geländeoberfläche sind es im Nordosten vorwiegend glaziale Ablagerungen (Grundmoräne) der Saale-Kaltzeit. Im übrigen Blattbereich sind fluviatile Sandablagerungen (Obere Niederterrasse) der Weichsel-Kaltzeit verbreitet. Eine äolische Überprägung durch Flugsande und Dünen erfolgte im jüngsten Pleistozän und im Holozän. Auenablagerungen und Moorbildungen stammen aus dem Holozän.

Unter der Geländeoberfläche verbergen sich quartärzeitlich angelegte Rinnen. Sie sind in die Festgesteinsoberfläche eingeschnitten und vorwiegend mit weichselzeitlichen Sanden und Schluffen gefüllt. Eine der Rinnen ist deutlich übertieft und möglicherweise als subglaziale Schmelzwasserrinne während der Saale-Kaltzeit angelegt worden.

2.2 Geographischer Überblick

2.2.1 Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

Das Blattgebiet stellt einen Ausschnitt des zur Westfälischen Tieflandsbucht gehörenden Westmünsterlandes dar. Abbildung 2 gibt einen Überblick über die weitere naturräumliche Unterteilung nach MEISEL (1961) sowie über Geländere relief, Gewässernetz und einige wichtige Landschaftselemente.

Das gesamte Blattgebiet hat ausgesprochenen Flachlandcharakter. Die Charakterisierung der Landschaftsform des westlichen Münsterlandes durch MÜLLER-WILLE (1966: 218) als einförmige, schwach gewellte, zum Teil fast ebene Sandfläche mit hier und dort auftauchenden Schichtrücken ist für den dargestellten Raum zutreffend. Die weiten, fast ebenen Flächen des Strönfeldes und des Laster Venns, die nur durch geringe Sandaufwehungen gegliedert sind, werden von flachen Höhenrücken um wenige Meter überragt. Von ca. 62,5 m über NN im äußersten Südosten des Blattgebiets fällt das Gelände fast unmerklich nach Nordwesten auf eine Geländehöhe von etwa 38 m an der Dinkel bei Epe ab.

Das markanteste morphologische Element ist jedoch das Dinkeltal, das von Südosten nach Nordwesten durch das Blattgebiet verläuft. Eine zwischen 200 und 500 m breite, etwa 1–2 m eingetiefte Aue wird beiderseits von flachen, wallartigen Erhebungen begleitet (Uferwälle, s. Kap. 3.7.1.4.2). Auf den trockenen Hochlagen der Uferwälle konzentrieren sich die bäuerlichen und dörflichen Siedlungen sowie die historisch bedeutenden Verkehrswege des Blattgebiets. Die westlich und östlich angrenzenden, grundwassernahen Ebenen des Strönfeldes, Laster Venns und des Amtsvenns, das hauptsächlich im westlich angrenzenden Blattgebiet 3807 Alstätte liegt, sind hingegen bis heute fast unbesiedelt. Es sind ehemalige Heide- und teilweise auch Moorgebiete. Ein eindrucksvolles Bild der ursprünglichen Landschaft und ihrer frühen Besiedlung vermittelt FINKE (1990: Abb. 1).

Westlich der Ahauser Aa, im Hohen Esch (Heek-Ahle), in der Ammerter Mark und Weiner Mark (vgl. Abb. 2) sowie am Eper Berg (Flurname „Am Berge“) ragen Kreide-

Gesteine als flache Höhen über das allgemeine Niveau hinaus. Die relativ höchste Erhebung, die mit 57,1 m über NN das Umland um etwa 15–20 m übersteigt, ist der Eper Berg nordöstlich von Epe. Die anderen genannten Erhebungen sind deutlich flacher, wenn auch ihre absolute Höhe zum Teil über der des Eper Berges liegt.

Die potentielle natürliche Vegetation des Blattgebiets besteht überwiegend aus einem feuchten Eichen-Birken-Wald, teilweise aus Erlenbruch, an trockeneren Standorten auch aus Eichen-Hainbuchen-Wäldern (vgl. Karte Vegetation 1983; MEISEL 1961). Durch eine intensive mittelalterliche Plaggenwirtschaft wurde die ursprüngliche Vegetation jedoch weitgehend vernichtet. Es breiteten sich weitflächige *Calluna*-Heiden aus, die nach MÜLLER-WILLE (1966: 219) bis zu 70 % der Flächen einnahmen. Auch die Uraufnahmen der topographischen Karten 1 : 25 000 zeigen noch große Heideflächen (siehe auch LUCAS 1967: 36, DICKEL 1982: Beil.). Erst im Zuge von Meliorations- und Kulturbaumaßnahmen wurden die Heideflächen durch Weiden und Äcker verdrängt. Der im Westen in das Blattgebiet hineinragende Teil des ehemaligen Hochmoorgebiets Amtsvenn wurde durch Entwässerung, Torfgewinnung und anschließende landwirtschaftliche Nutzung bis auf wenige kleine, seit langem geschützte Restflächen ebenfalls vollständig in Kulturland umgewandelt. Durch mehrfache Veränderungen hat sich die ursprüngliche Naturlandschaft des Blattgebiets somit heute praktisch vollständig in eine anthropogen geprägte Kulturlandschaft verwandelt.

2.2.2 Gewässernetz

Der nordwestlich der Höhen des zentralen Münsterlandes (Baumberge und Hohe Mark) gelegene Westteil der Westfälischen Tieflandsbucht bildet ein eigenständiges Gewässereinzugsgebiet, das weder mit dem des Rheins noch mit dem der Ems in Verbindung steht. Es wird als „Küstengebiet Rhein“ bezeichnet (Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen 1986). Hauptvorfluter dieses Gebiets ist die Issel beziehungsweise Ijssel (in den Niederlanden), die bei Kampen in das Ijsselmeer mündet.

Zu diesem Einzugsgebiet gehört die Dinkel. Sie entwässert mit ihren Zuflüssen den überwiegenden Teil des Blattgebiets. Von Süden kommend tritt sie südlich von Heek in das Blattgebiet ein. Bei Nienborg schwenkt ihr Lauf nach Nordwesten, um das Blattgebiet weiter nordwestlich bei Epe in nördlicher Richtung zu verlassen. Die Dinkel verläuft von dort weiter im deutsch-niederländischen Grenzgebiet nach Norden und mündet im Raum Nordhorn in die Vechte, die wiederum bei Zwolle (Niederlande) der Ijssel zufließt.

Die Bäche im Nordosten und Osten des Blattgebiets verlaufen annähernd parallel zur Dinkel von Südosten nach Nordwesten. Es sind dies Hornebecke, Goorbach, Herzbach und Hellingbach, die gemeinsam das Ströfeld entwässern. Sie vereinigen sich außerhalb des Blattgebiets bei Gronau mit der Dinkel.

Das Entwässerungssystem westlich der Dinkel ist zweigeteilt. Eine Wasserscheide verläuft über den Hohen Esch und weiter nach Nordwesten quer durch das ehemalige Moor- und Niederungsgebiet von Laster Venn und Amtsvenn (Abb.2). Sie beschneidet das Dinkleinzugsgebiet asymmetrisch und trennt es von dem der Ahauser Aa. Die Ahauser Aa berührt das Blattgebiet im äußersten Südwesten in einem langgestreckten Bogen. Sie hat ihren Ursprung im Gebiet der Bröcke südlich von Ahaus (TK 25: 3908 Ahaus), verläuft

als Alstätter Aa, Buurserbeek und Schipbeek weiter nach Westen und mündet bei Deventer (Niederlande) in die IJssel.

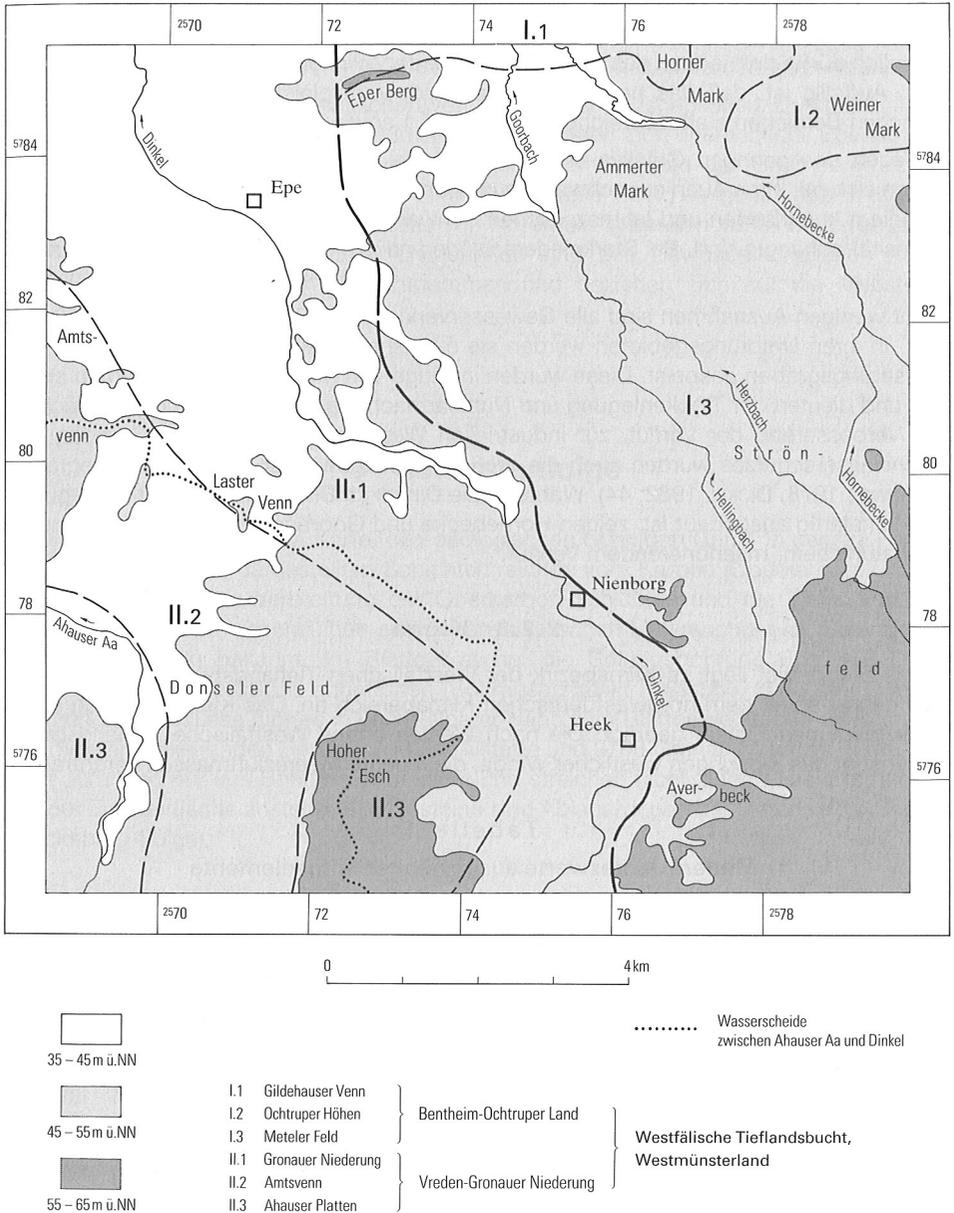


Abb. 2 Naturräumliche und landschaftliche Gliederung

Die Gewässer werden im wesentlichen von der allgemein schwachen Geländeneigung nach Nordwesten geleitet. Durch geologische Strukturen vorgegebene Fließrichtungen oder Richtungsänderungen sind nicht besonders auffällig. Die von HOYER (1966) beobachtete Parallelität im Dinkel- und Ahauser-Aa-Verlauf mit der Südsüdwest-Nordnordost-Richtung der Coesfeld-Gronauer Senke trifft nur für den Südteil des Blattgebiets zu. Vornehmlich dürfte dort jedoch das Ausstreichen kreidezeitlicher Härtlinge richtungsweisend sein. Auffällig ist, daß das heutige Gewässernetz vom pleistozänen Rinnensystem in manchen Bereichen stark abweicht (vgl. Kap. 3.7.1 sowie Taf. 2 in der Anl.).

Wegen des geringen Gefälles fließen die Bäche im Blattgebiet nur sehr träge und haben sich mit ihren Auen nur schwach in den Untergrund eingetieft. Ihre Wasserführung unterliegt kurzfristigen und jahreszeitlichen Schwankungen, die von der Niederschlagsintensität abhängig sind. Bei Starkniederschlägen neigen sie leicht zu Überschwemmungen.

Mit wenigen Ausnahmen sind alle Gewässerverläufe des Blattgebiets künstlich verändert. In ihren Ursprungsgebieten werden sie aus einem weitverzweigten Netz von Entwässerungsgräben gespeist. Diese wurden im Zuge von Meliorationsmaßnahmen angelegt und dienten der Trockenlegung und Nutzbarmachung von Heide- und Moorflächen. Zur Verbesserung der Vorflut, zur industriellen Wassernutzung und aus Gründen des Hochwasserschutzes wurden auch die größeren Fließgewässer reguliert und begradigt (STEINWEG 1978, DICKEL 1982: 44). Während die Dinkel im Blattgebiet vollständig reguliert und kanalartig ausgebaut ist, zeigen Hornebecke und Goorbach noch einige Abschnitte mit natürlichem, mäandrierendem Verlauf.

2.2.3 Klima

Das Blattgebiet liegt im Klimabezirk der Westfälischen Tieflandsbucht (Münsterland) und gehört somit dem nordwestdeutschen Klimabereich an. Das Klima ist durch einen stark maritimen Einfluß geprägt. Die nach Westen offene Westfälische Tieflandsbucht begünstigt das Eindringen westlicher Winde, die feuchte Meeresluftmassen herantragen.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte ausgewählter Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungszeitraum
Jahresniederschlag (mm)	750 – 800	1951 – 1980
Sommerniederschlag (mm) (Mai – September)	350 – 400	1951 – 1980
mittlere Tagesmittel der Lufttemperatur im Jahr (°C)	9 – 9,5	1931 – 1960
mittlere Tagesmittel der Lufttemperatur im Januar (°C)	1 – 2	1931 – 1960
mittlere Tagesmittel der Lufttemperatur im Juli (°C)	17 – 18	1931 – 1960
Jahresverdunstung (mm)	486	1931 – 1950
Jahresabfluß (mm)	268	1931 – 1950

Kennzeichnend ist daher ein ausgeglichener jährlicher Witterungsverlauf mit allgemein kühlen Sommern und milden Wintern. Die mittlere Jahresschwankung der Lufttemperatur beträgt etwa 16°C (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen 1960: Kt. 12). Nur gelegentlich kann sich in längeren Phasen hohen Luftdrucks kontinentaler Einfluß durchsetzen. Bei östlichen bis südöstlichen Winden sind solche Phasen im Sommer mit höheren Temperaturen und trockenem Sommerwetter, im Winter mit Kälteperioden verbunden.

Im Blattgebiet sind die klimatischen Verhältnisse sehr ausgeglichen. Durch das flache Geländere relief sind kleinräumige Klimadifferenzierungen nur unerheblich. Ebenso sind Stau effekte an den weiter südöstlich gelegenen Erhebungen der Baumberge (LUCAS 1967: 16) noch ohne nennenswerten Einfluß. In Tabelle 1 sind einige auf das Blattgebiet bezogene Klimadaten (nach Klima atlas von Nordrhein-Westfalen 1989) wiedergegeben. Die Werte für Jahresverdunstung und -abfluß sind den Gewässerkundlichen Karten von Nordrhein-Westfalen (1955) entnommen und beziehen sich auf die Meßstation Gronau.

3 Schichtenfolge

Die auf der geologischen Karte, den geologischen Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) und in Abbildung 9 (S. 115) dargestellten Schichten reichen vom Karbon (Oberkarbon) bis zum Quartär (Tab. 2). Die Verbreitung der Oberkarbon-Schichten und die Tiefenlage ihrer Oberfläche sind im wesentlichen aus geophysikalischen Untersuchungen (Seismik und Tiefengeoelektrik) bekannt. Im Blattgebiet hat die Solungsbohrung Epe S66 (1992) Gesteine des Oberkarbons angetroffen (Bohransatzpunkt R 69 566, H 83 000). Weitere Bohrungsaufschlüsse gibt es in unmittelbarer Nähe zum Blattgebiet in den westlich und nördlich anschließenden Bereichen (3807 Alstätte und 3708 Gronau (Westf.)). Perm, Trias und Jura sind nur aus Bohrungen bekannt und streichen nicht zutage aus. Die ältesten an der Erdoberfläche anstehenden Gesteine sind Ablagerungen der Unterkreide (Berrias, Bückeberg-Folge).

Paläozoikum

Die paläozoische Schichtenfolge umfaßt variscisch gefaltetes Oberkarbon (Westfal B und C) sowie weitgehend flach lagernde Sedimentgesteine des jüngeren Perms (Zechstein). Letztere wurden nach der Konsolidierung des Variscischen Gebirges in der Ems-Niederrhein-Senke abgelagert. Das tiefere Perm (Rotliegend) ist aus den in der Nähe des Blattgebiets gelegenen Bohrungen bisher nicht bekannt.

3.1 Oberkarbon (Silesium) (cwb; cwc)

Nach den bisherigen Darstellungen des präpermischen Untergrundes in Nordwestdeutschland – zuletzt durch M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984) sowie FRANKE (1990) – sind im gesamten Blattgebiet an der Oberfläche des Variscikums Schich-

Tabelle 2
Schichtenfolge im Blattgebiet

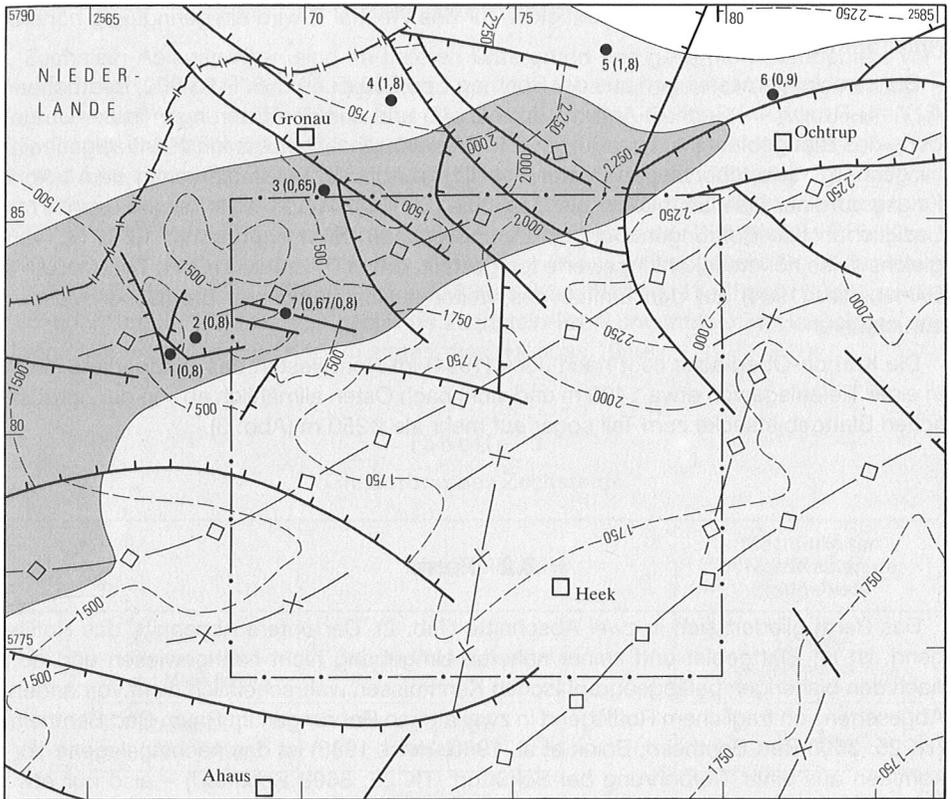
Alter (Mio. Jahre) (nach HARLAND et al. 1990)	Stratigraphie		Blattgebiet Heek
0,01	Känozoikum	Quartär	Holozän
1,64			Pleistozän
5,2		Tertiär	Pliozän
23,3			Miozän
35,4			Oligozän
56,5			Eozän
65,0			Paleozän
97,0	Kreide	Oberkreide	
145,6		Unterkreide	
157,1	Jura	Malm	
178,0		Dogger	
208,0		Lias	
~ 237		Trias	Keuper
241,1	Muschelkalk		
245,0	Buntsandstein		
256,1	Perm	Zechstein	
290,0		Rotliegend	
~ 303	Karbon	Stefan	
		Westfal	

 im Blattgebiet nachgewiesen  im Blattgebiet fehlend

ten des Westfals C verbreitet. Abweichend davon nehmen JUCH & THIERMANN (in HILDEN et al. 1993: 19–22) und JUCH (1994) im Bereich der Gronauer Störungszone am Nordrand des Blattgebiets eine Sattelstruktur an, in deren Kern Westfal B an die Karbon-Oberfläche tritt. Die dargestellte Ausdehnung des Westfal-B-Vorkommens ist bisher jedoch noch hypothetisch (Abb. 3). Die jüngsten Karbonschichten (Westfal D und Stefan) kommen im Blattgebiet nicht mehr vor. Nach JUCH & THIERMANN (in HILDEN et al. 1993: 19–22) wurde ihre Ablagerung bereits durch die Gronauer Störungszone kontrolliert, die im höheren Oberkarbon vermutlich als südliche Begrenzung des Norddeutschen Beckens beziehungsweise der Emssenke von Bedeutung war.

Nach HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) lag das Blattgebiet während des Westfals im Bereich der subvariscischen Vorlandmolasse. In einem weiten, gleichmäßig absinkenden Becken wurde in einem limnisch-fluviatilen bis paralischen Milieu eine Wechselfolge

von Ton-, Schluff- und Sandsteinen von vorwiegend grauer Farbe und eingelagerten Steinkohlenflözen gebildet. Einzelne marine Horizonte entstanden in Zeiten verstärkter Absenkung durch kurzzeitige marine Ingressionen. Ihre Anzahl nimmt jedoch vom älteren zum jüngeren Westfal kontinuierlich ab. Gekennzeichnet sind die Ablagerungen des Westfals B und C durch eine einförmige Fazies, die nahezu im gesamten Bereich der Vorlandmolasse gleichbleibend ist. Sowohl für das Westfal B als auch für das Westfal C nehmen HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971: 135) jeweils etwa 800 m Sedimentmächtig-



● Tiefbohrung mit Inkohlungsbestimmung
(Reflexionswert % R_m)

- | | | |
|---|----------------|------------|
| 1 | Gronau-Epe 1 | (0,8) |
| 2 | Epe S11 | (0,8) |
| 3 | Gronau Z1 | (0,65) |
| 4 | Gronau DEA1 | (1,8) |
| 5 | Ochtrup Z1 | (1,8) |
| 6 | Ochtrup Z2/Z2A | (0,9) |
| 7 | Epe S66 | (0,67/0,8) |

- | | |
|--|-----------|
| | Westfal D |
| | Westfal C |
| | Westfal B |

0 5 km

- | | |
|--|--|
| | Tiefenlage der Karbon-Oberfläche (m u. NN) |
| | Sattellachse |
| | Muldenachse |
| | Verwerfung |

Abb. 3 Tiefenlage und Strukturen des Oberkarbons
(nach JUCH 1994, M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984)

keit an. Möglicherweise ist das Westfal B des Blattgebiets aber auch ähnlich wie im Ibbenbürener Revier nur etwa 650–700 m mächtig (vgl. DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 31).

Westfal B und Westfal C beginnen nach HEDEMANN et al. (1984) jeweils mit einer tonsteinreichen Serie, die im Ruhrkarbon den Essen-Schichten des Westfals B beziehungsweise den Unteren Dorsten-Schichten des Westfals C entspricht. Darüber folgt jeweils ein sandsteinreicherer Abschnitt – entsprechend den Horst-Schichten (Westfal B) beziehungsweise den Oberen Dorsten-Schichten (Westfal C) des Ruhrkarbons. Der Anteil der Steinkohlenflöze im Westfal C liegt nach einer Schätzung von HEDEMANN et al. (1984) bei

1,19 % der Gesamtschichtenmächtigkeit, für das Westfal B wird ein geringfügig höherer Anteil vermutet.

Die Inkohlungsmessungen aus der Bohrung Epe S66 (R 69 566, H 83 000; Bearbeiterin A. VIETH-REDEMANN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) und aus den Bohrungen in der Umgebung des Blattgebiets (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984) zeigen relativ geringe Werte, überwiegend unter 1 % R_m (s. Abb. 3). Sie entsprechen dem Inkohlungsgrad einer Gasflammkohle bis Gaskohle (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1971). Lediglich in den Bohrungen Ochtrup Z1 und Gronau DEA1 wurden mit 1,8 % R_m vergleichsweise höhere Inkohlungswerte festgestellt, die M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984) auf den Einfluß des weiter östlich gelegenen Bramscher Massivs zurückführen.

Die Karbon-Oberfläche liegt nach JUCH (1994) im Nordwesten des Blattgebiets heute in einer Tiefenlage von etwa 1400 m und sinkt nach Osten allmählich ab – in der nordöstlichen Blattgebietsecke zum Teil sogar auf mehr als 2250 m (Abb. 3).

3.2 Perm

Das Perm gliedert sich in zwei Abschnitte (Tab. 2). Der untere Abschnitt, das Rotliegend, ist im Blattgebiet und seiner näheren Umgebung nicht nachgewiesen und dort nach den bisherigen paläogeographischen Kenntnissen wahrscheinlich nicht vorhanden. Abgesehen von fraglichem Rotliegend in zwei älteren Bohrungen im Raum Bad Bentheim (TK 25: 3608 Bad Bentheim; BOIGK et al. 1960, HINZE 1988) ist das nächstgelegene Vorkommen aus einer Tiefbohrung bei Schüttorf (TK 25: 3609 Schüttorf) – also nur etwa 12 km nördlich des Blattgebiets – bekannt (KOCKEL in K.-D. MEYER 1988: 12). Dort lagert eine Folge von Sandsteinen, Brekzien und Konglomeraten, die wahrscheinlich dem vorwiegend sedimentären Oberrotliegend zuzuordnen ist, während das überwiegend aus Vulkaniten bestehende Unterrotliegend erst weiter nördlich auftritt. Die genannten Vorkommen befinden sich im südlichen Randbereich des Norddeutschen Beckens, einem Teil des Nordwesteuropäischen Rotliegend-Beckens, von dem aus die Ems-Senke als schmale Bucht nach Süden bis nahe an das Blattgebiet heranreicht (PLEIN 1978, GRALLA 1988). Ebenso ist Rotliegend in dem nach Westen anschließenden Zentralniederländischen Becken verbreitet (VAN WIJHE & LUTZ & KAASSCHIETER 1980). Nach GRALLA (1988) gehört der gesamte Raum zur südlichen Randfazies des Nordwesteuropäischen Rotliegend-Beckens. Diese setzt sich vorwiegend aus grobklastischen fluviatilen Sedimenten, Fanglomeraten und äolischen Sanden zusammen.

Den oberen Abschnitt des Perms bildet der Zechstein. Gegenüber dem Rotliegend weitete sich der Sedimentationsraum nach Süden aus. Die Ems-Senke dehnte sich dabei über das nordwestliche Münsterland bis in das Niederrheingebiet aus. Es bestand somit eine Verbindung zum Niederrheinischen Zechstein-Becken, die auch als Ems-Niederrhein-Senke bezeichnet wird (ROSENFELD 1978). Es kam zunächst zu einer marinen Sedimentation. Aber schon bald setzten Evaporationsvorgänge ein. Dabei entstanden mächtige Salinarablagerungen, die sich in mehrere Zyklen gliedern lassen.

3.2.1 Zechstein (z)

Zechstein-Ablagerungen sind im tieferen Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden. Ihre östliche Verbreitungsgrenze verläuft etwa auf einer Linie Burgsteinfurt – Coesfeld und liegt damit östlich des Kartenausschnitts. Genauere Kenntnisse über Gliederung und Mächtigkeit des Zechsteins bestehen aber nur im Nordwesten, wo im Solfeld Epe zahlreiche Kavernenbohrungen das Werra-Steinsalz (Zechstein 1) erschlossen haben (Deutsche Solvay-Werke 1978, 1983; DICKEL 1982: 336; MEYER in HILDEN et al. 1993: 57–58). Als ein Beispiel für die Zechstein-Aufschlüsse des Blattgebiets ist in Kapitel 10 (Brg. 6) das Profil der Solungsbohrung Epe S64 wiedergegeben. Darüber hinaus hat die Tiefbohrung Ely 1 (Reichsbohrung 334; s. Kap. 10: Brg. 1) auf dem Südflügel der Gronauer Struktur ein teilweise gestörtes Zechstein-Profil unmittelbar im Hangenden der Überschiebungszone (vgl. Kap. 4) angetroffen (HEIDORN 1949).

Tabelle 3
Gliederung des Zechsteins

		Blattgebiet Heek		Mächtigkeiten im Nordwesten des Blattgebiets
Zechstein	Zechstein 5 – 7 (Ohre-, Friesland- und Möfln-Folge)	Zechstein-Übergangsfolge	z2-7	22 – 26 m (in Ausnahmen bis 40 m)
	Zechstein 4 (Aller-Folge)	Pegmatitanhydrit Roter Salzton		5 – 11 m
	Zechstein 3 (Leine-Folge)	Hauptanhydrit Plattendolomit Grauer Salzton		41 – 46 m (in Ausnahmen bis 55 m)
	Zechstein 2 (Staßfurt-Folge)	Deckanhydrit Staßfurt-Steinsalz Basalanhydrit Hauptdolomit		55 – 77 m (in Ausnahmen bis 95 m)
	Zechstein 1 (Werra-Folge)	Oberer Werra-Anhydrit Werra-Steinsalz Unterer Werra-Anhydrit Zechstein-Kalk Kupferschiefer Zechstein-Konglomerat	z1Na z1A	12 – 22 m bis 417 m bis 130 m

Die Gliederung des Zechsteins und die Mächtigkeiten der einzelnen Zechstein-Stufen zeigt Tabelle 3. Nach neueren Kenntnissen sind im Norddeutschen Zechstein-Becken bis zu sieben saline Zyklen ausgebildet (BEST 1989). In einem salinaren Zyklus werden durch Eindampfen des Meerwassers in einem abgeschlossenen Meeresbecken Salze

ausgefällt. Ausgehend von einer Tonsedimentation scheiden sich in Abhängigkeit von ihrer Löslichkeit zunächst Carbonate (Kalk und Dolomit), danach Sulfate (Gips und Anhydrit) und schließlich Chloride aus. Die Ausfällung von Chloriden beginnt mit Steinsalz (Natriumchlorid). Kalium- und Magnesiumchloride (Kalisalze) haben eine wesentlich höhere Löslichkeit und folgen als letztes Glied eines Salinarzyklus erst bei extremer Eindampfung. Bei erneutem Zufluß von frischem Meerwasser geht die Ausfällungsfolge wieder zu ihrem Ausgangspunkt zurück.

Im Blattgebiet enthält nur der erste Zyklus (Werra-Folge, Zechstein 1) mächtiges Steinsalz, Kalisalze fehlen. Die Zyklen 2, 3 und 4 (Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge – Zechstein 2–4) reichen in der Regel nur bis zur Ausfällung von Anhydrit. Lediglich in der Staßfurt-Folge tritt im Blattgebiet gelegentlich noch geringmächtiges Steinsalz auf. Steinsalzablagerungen der Zyklen 2, 3 und 4 finden sich aber bereits wenig nördlich im Blattgebiet 3708 Gronau (THIERMANN 1968) und im Emsland (BOIGK et al. 1960), in den östlichen Niederlanden (VAN ADRICHEM BOOGAERT & BURGERS 1983) und zum Teil auch im Niederrheinischen Zechstein-Becken (WOLBURG 1957a). Die höheren Zyklen (Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge – Zechstein 5–7) liegen nur in geringmächtiger toniger Randfazies vor. Sie umfassen die „Bröckelschiefer“, die früher zum Unteren Buntsandstein gerechnet wurden (RICHTER-BERNBURG 1955, BOIGK 1959, BOIGK et al. 1960). Sie werden hier als „Zechstein-Übergangsfolge“ beschrieben.

Den mächtigsten und wegen seines Steinsalzlagers bedeutendsten Abschnitt bildet im Blattgebiet die Werra-Folge (Zechstein 1). Sie ist im Schnitt A–B und im Mächtigkeitschnitt (Taf. 1 in der Anl.) gesondert dargestellt und weiter untergliedert. Die höheren Folgen (Zechstein 2–7) sind dagegen geringmächtig und werden deshalb zusammengefaßt.

Während im Nordwesten im Raum Epe die Gesamtmächtigkeit der Zechstein-Ablagerungen bis etwa 650 m anwachsen kann, geht sie nach Südosten auf ca. 100 m zurück. Durch halokinetische Vorgänge bedingt, dürfte die Mächtigkeit im Detail jedoch stärker schwanken, als es die Schnitte A–B und C–D (Taf. 1 in der Anl.) zeigen können. Es läßt sich derzeit nicht sagen, welche fazialen Änderungen der Zechstein-Schichtenfolge mit Annäherung an den geringmächtigen Randbereich auftreten. Eine Fazieszonierung des Zechsteins ist aus anderen Gebieten im Randbereich der Rheinischen Masse (Hunte-Schwelle) gut bekannt (RICHTER-BERNBURG 1972, ROSENFELD 1978: Abb. 2). Analog dazu kann angenommen werden, daß im Südosten des Blattgebietes das Steinsalz ausdünnert oder sogar vollständig fehlt. Anhydrite, Dolomitsteine und dolomitische Kalksteine dürften dort überwiegen (vgl. MÜLLER in HAHNE & SCHMIDT 1982: 78, HARMS in KLASSEN 1984: 79–113).

3.2.1.1 Zechstein 1 (Werra-Folge) (z1A; z1Na)

Die Gliederung der Werra-Folge zeigt Tabelle 3. Die Schichtenfolge vom Zechstein-Konglomerat bis zum tieferen Teil des Unteren Werra-Anhydrits ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen – allerdings ist sie durch Tiefbohrungen in benachbarten Blattgebieten, die auch das Karbon erreicht haben, gut bekannt (Lage dieser Bohrungen s. Abb. 3). In der Bohrung Epe S66 (R 69 566, H 83 000) fällt dieser Schichtenabschnitt an einer lokalen Störung aus. Zechstein-Konglomerat bis Unterer Werra-Anhydrit (z1A) sowie Werra-

Steinsalz und Oberer Werra-Anhydrit (z1Na) sind im Schnitt A – B und im Mächtigkeitsschnitt (Taf. 1 in der Anl.) jeweils zusammengefaßt dargestellt.

Zechstein-Konglomerat: Die Schichtenfolge des Zechsteins beginnt mit dem Zechstein-Konglomerat, dem Transgressionshorizont des Zechstein-Meereres. Es besteht zum Teil aus pyrihaltigem, konglomeratischem Sandstein, zum Teil aus schluffigem Tonstein im Wechsel mit Sandstein und konglomeratischen Einlagerungen oder aber aus einer groben Konglomeratlage mit sandiger oder karbonatischer Matrix. Die eingelagerten Gerölle bestehen vorwiegend aus Quarz, teilweise auch aus Kieselschiefer oder Kalkstein. Dieser Horizont erreicht in der Regel nur wenige Dezimeter bis maximal 2,5 m Mächtigkeit und kann zum Teil auch vollständig fehlen (THIERMANN 1968: 20).

Es ist derzeit noch geltende Konvention, das Zechstein-Konglomerat stratigraphisch an die Basis des Zechsteins zu stellen. Dagegen schlägt RICHTER-BERNBURG (1987) vor, die Basis des Zechsteins an den Beginn der eindeutig marinen Sedimentation, das heißt an die Basis des Kupferschiefers, zu legen. RICHTER-BERNBURG macht deutlich, daß das Zechstein-Konglomerat nicht immer ein reines Transgressionskonglomerat ist, sondern zum Teil Reste von Verwitterungsdecken enthält oder Anzeichen für eine fluviatile Sedimentation zeigt. Es kann somit stratigraphisch auch älter als die Zechstein-Transgression sein. Inzwischen wird in neueren Arbeiten über das Norddeutsche Becken aus praktischen Erwägungen der Kupferschiefer als Korrelationshorizont für die Zechstein-Basis verwendet (z. B. GEBHARDT & PLEIN 1995: 19).

Kupferschiefer: Über dem Zechstein-Konglomerat folgt eine maximal 1,5 m mächtige Serie aus dunkelbraun- bis schwarzgrauem, teilweise dolomitischem, feinschichtigem bis blättrigem Tonmergelstein. Seine Ausbildung entspricht etwa der im Emsland (BOIGK et al. 1960: 12). Auch die Verbreitung des Kupferschiefers ist im Blattgebiet lückenhaft.

Zechstein-Kalk: Als Zechstein-Kalk wird eine nach den benachbarten Bohrungsaufschlüssen zwischen 2 und 8,5 m mächtige Sedimentfolge bezeichnet. Sie besteht aus dunkelgrauen, sehr harten, teils dolomitischen, spätigen Kalksteinen, aus Dolomitsteinen sowie aus dolomitischen Kalkmergelsteinen. Die Gesteine sind teilweise fein geschichtet oder flaserig. Ihre Absonderung ist überwiegend plattig. Auf einigen Schichtflächen mit grauschwarzem tonigem Belag wurden Anreicherungen von gut gerundeten Quarz-Grobsandkörnern beobachtet.

Unterer Werra-Anhydrit: Der Untere Werra-Anhydrit ist der weitaus mächtigste Abschnitt im Liegenden des Werra-Steinsalzes. Seine Mächtigkeit ist sehr variabel. So wurde zum Beispiel in der Bohrung Gronau-Epe 1 der Untere Werra-Anhydrit mit 126,5 m Mächtigkeit angetroffen, während er in der benachbarten Bohrung Epe S11 jedoch nur 62 m mächtig ist (beide Bohrungen TK 25: 3807 Alstätte, Lage s. Abb. 3). Die Schichtenfolge besteht überwiegend aus hellgrauem bis hellblaugrauem, zuweilen auch grauweißem oder hellbraungrauem Anhydrit. Er ist feinkristallin, gelegentlich auch grobkristallin, häufig schichtungslos und massig, teilweise auch durch geringe Tonbeimengungen unregelmäßig geflasert oder marmoriert. Einige Abschnitte sind gebändert oder weisen schichtige und knollige Einlagerungen von Dolomitstein auf. Im oberen Teil kommen bereits dünne Steinsalzeinlagerungen vor.

Werra-Steinsalz: Werra-Steinsalz ist bisher im Solfeld Epe mit einer Maximalmächtigkeit von 417 m nachgewiesen. Je nach tektonischer Position schwankt seine

Mächtigkeit jedoch stark. Im südlichen Randbereich der Gronauer Struktur dünnt das Werra-Steinsalz aus. In der Bohrung Gronau Z1 (TK 25: 3708 Gronau, Lage s. Abb. 3) sind nur 7 m Salz vorhanden.

Im Solfeld Epe besteht das Werra-Steinsalz aus hellblaugrauem bis weißem, durchscheinendem bis glasklarem, mittel- bis grobkörnigem Steinsalz. Zum Teil ist es ungeschichtet und massig, zum Teil enthält es aber auch millimeterdünne Bänder aus Anhydrit. An seiner Basis und in einem Übergangsbereich zum Oberen Werra-Anhydrit treten Anhydriteinlagerungen von teilweise mehreren Dezimetern Mächtigkeit auf. Im übrigen liegt der Anhydritanteil jedoch unter 1 %. Hinweise auf Einlagerungen leichtlöslicher Kalisalze finden sich nicht.

Oberer Werra-Anhydrit: Der 12–22 m mächtige Obere Werra-Anhydrit kennzeichnet den rückläufigen Teil des ersten Salinarzyklus. Er besteht aus grauweißem bis blaugrauem, feinkristallinem, gelegentlich auch gröber kristallinem Anhydrit. Vereinzelt unregelmäßig dünne, tonige oder dolomitische Einlagerungen kommen vor. An seiner Basis treten auch Steinsalzeinlagerungen auf.

3.2.1.2 Zechstein 2 – 7 (Staßfurt- bis Mölln-Folge) (z2-7)

Diese Kartiereinheit umfaßt die salinaren Folgen 2–7. Es sind dies vom Liegenden zum Hangenden die Staßfurt-, Leine-, Aller- sowie Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge. Ihre Gesamtmächtigkeit liegt häufig um 130 m, sie kann aber bis zu 180 m anschwellen.

Zechstein 2 (Staßfurt-Folge): Die Staßfurt-Folge beginnt wie im Niederrheinischen Zechstein-Becken mit einem dünnen, maximal wenige Dezimeter mächtigen Tonsteinhorizont, dem sogenannten Braunroten Salzton. Allerdings ist dieser so geringmächtig – oder fehlt zum Teil sogar ganz –, daß er in den Profilbeschreibungen der Solungsbohrungen nicht gesondert ausgehalten wird. Darüber folgt der zwischen 10 und 17 m mächtige Hauptdolomit, der im Blattgebiet wie auch schon im südlichen Emsland (BOIGK et al. 1960) aus einer Wechselfolge von mittel- bis dunkelgrauem Dolomitstein und grauem Anhydrit besteht, die unregelmäßig knollig oder lagig ineinandergreifen. Überlagert wird der Hauptdolomit von reinerem Anhydrit (Basalanhydrit), in den nach den Aufschlußbohrungen im nördlichen Nachbargebiet Flasern und Nester von Steinsalz eingeschaltet sein können (THIERMANN 1968: 23). Die Mächtigkeit des Basalanhydrits liegt häufig um 10 m, sie kann in einzelnen Fällen aber auch stark davon abweichen. Staßfurt-Steinsalz ist nur in wenigen Bohrungen nachgewiesen und dort auch immer nur wenige Meter bis maximal 6 m mächtig. Größtenteils dürfte es wohl ähnlich wie an der Struktur Gronau (THIERMANN 1968: 106) auch im Raum Epe abgelautet sein. Den Abschluß des zweiten Salinarzyklus bildet wiederum eine Anhydrit-Folge, der sogenannte Deckanhydrit. Dieser ist grau bis grünlichgrau und enthält zum Teil dolomitische Einlagerungen. Seine Mächtigkeit schwankt ebenfalls stark und liegt häufig zwischen 20 und 40 m.

Die Mächtigkeit des Zechsteins 2 schwankt in der Regel zwischen 50 und 80 m; nur in der Bohrung Epe S63 (R 69 482, H 82 493) wurde mit 95 m eine deutlich größere Mächtigkeit angetroffen.

Zechstein 3 (Leine-Folge): Der dritte Salinarzyklus beginnt wiederum mit einer Tonsteinfolge, dem Grauen Salzton. Auch er ist nur einige Dezimeter bis maximal 4 m mächtig. Spülproben aus den Solungsbohrungen zeigen in diesem Bereich graue und

teilweise auch rote Tonsteine. Den größten Anteil des dritten Zyklus nimmt jedoch der Plattendolomit ein. Wie von BOIGK et al. (1960: 17) aus dem Emsland beschrieben, liegt seine Mächtigkeit auch hier in der Regel um 40 m. Der Plattendolomit besteht aus hellbraunem bis hellgraubraunem, zuckerkörnigem Dolomitstein, dem im tieferen Teil dolomitische Kalksteine und Tonsteine und im höheren Teil knollige Anhydrite eingelagert sind. Den obersten Abschnitt der Leine-Folge bildet im Blattgebiet der Hauptanhydrit. Er wurde mit Mächtigkeiten um 6 m erbohrt und besteht aus grauweißem bis grauem, überwiegend feinkristallinem Anhydrit. Sekundär kann er zu Gips umgewandelt sein. Die Gesamtmächtigkeit des dritten Zyklus liegt in der Regel zwischen 40 und 50 m.

Zechstein 4 (Aller-Folge): Der vierte Salinarzyklus beginnt mit dem Roten Salton, einem bis zu 6 m mächtigen Horizont aus dunkelrotem Tonstein, der nach Beobachtungen aus dem nördlich anschließenden Gebiet (BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1968) mit Steinsalzkrystallen durchsetzt ist. Untergeordnet kann er auch dünne Anhydritbänder und rötlichgraue, tonige Feinsandsteinlagen enthalten. Der meist nur 1–2 m mächtige Pegmatitanhydrit schließt im Blattgebiet den vierten Zyklus ab. Namengebend sind nach BOIGK et al. (1960: 19) pegmatitartige, radial- oder divergentstrahlige Verwachsungen einzelner Anhydritpartien mit Steinsalz, die allerdings in den aus dem Blattgebiet ausschließlich vorliegenden Spülproben nicht erkennbar sind. Die Gesamtmächtigkeit der Aller-Folge schwankt zwischen 5,6 und 10,5 m und liegt überwiegend bei 7 m.

Zechstein 5–7 (Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge): Die oberen Salinarzyklen des Zechsteins sind im Blattgebiet mit ihrer tonigen Randfazies überliefert. Sie unterscheiden sich nur wenig vom überlagernden Unteren Buntsandstein und wurden daher noch bis vor wenigen Jahren diesem zugerechnet. Erst eine moderne stratigraphische Bearbeitung von neueren Bohrungen im Zentralteil des Norddeutschen Zechsteinbeckens mit Hilfe von geophysikalischen Bohrlochmessungen (Logstratigraphie) und eine Korrelation dieser Bohrungen mit randlich gelegenen Profilen erbrachten die Erkenntnis, daß die im Beckenzentrum entwickelten höheren Salinarzyklen durch Tonsteine am Beckenrand vertreten werden (BEST 1989). Eine Gliederung der Tonsteinserie und eine Zuordnung zu den einzelnen Zyklen sind für das Blattgebiet jedoch nicht möglich. Der Schichtenabschnitt wird daher zusammenfassend als „Zechstein-Übergangsfolge“ bezeichnet (s. auch KOCKEL in K.-D. MEYER 1988: 15). In den Profilen der neueren Solungsbohrungen im Raum Epe ist sie entsprechend ausgewiesen. Nach den Spülproben dieser Bohrungen besteht die Zechstein-Übergangsfolge vorwiegend aus dunkelbraunem, teils schluffigem Tonstein mit grauen und graubraunen, teils tonigen Feinsandsteinbänken. In den Ton- und Sandsteinen kann ein geringer Kalkgehalt auftreten; in den Tonsteinen werden Anhydritschlieren beobachtet. Die Zechstein-Übergangsfolge ist zwischen 22 und 26 m mächtig.

Mesozoikum

3.3 Trias

Wie bereits schon im Perm war auch während der Trias-Zeit das Kerngebiet der Rheinischen Masse ein Hochgebiet (Rheinische Schwelle oder auch Hunte-Schwelle genannt). Es unterlag der Abtragung. Seine Randbereiche, zu denen das Blattgebiet zählt, waren in das Sedimentationsgeschehen einbezogen (WOLBURG 1953, 1957 b;

HESEMANN 1967, 1975; ROSENFELD 1978). Im Nordwesten wurde die Rheinische Masse von der Ems-Niederrhein-Senke begrenzt. Deren Achse verläuft etwa parallel zur deutsch-niederländischen Grenze in dem nach Westen anschließenden Blattgebiet 3807 Alstätte. Im Zentrum der Ems-Niederrhein-Senke sind weitgehend vollständige und mächtige Trias-Profile erbohrt. Von dort nach Osten wird die Schichtenfolge geringmächtiger und lückenhaft.

Tabelle 4
Gliederung der Trias

Nordwestdeutschland		Verbreitung und Mächtigkeiten im Blattgebiet Heek		
Keuper	Oberer	nur im Norden bis 3m (?)	ko	
	Mittlerer	regionale Schichtlücke		
	Unterer			
Muschelkalk	Oberer	regionale Schichtlücke		
	Mittlerer			
	Unterer			nur im Norden bis 120m (?) im Südwesten fraglich
Buntsandstein	Oberer	Röt-Folge	nur im Norden bis 150m (?) im Südwesten fraglich	so
	Mittlerer	Solling-Folge	bis 115m, z.T. vollständig abgetragen	sm
		Hardeggen-Folge	10 – 110m	
		Detfurth-Folge	70 – 80m	
		Volpriehausen-Folge	80 – 100m	
	Unterer	Bernburg-Folge	300 – 330m	su
Calvörde-Folge				

Sedimente der Trias sind im Untergrund des gesamten Blattgebiets vorhanden. Ihre heutige Verbreitung reicht im Südosten auch noch darüber hinaus. Sie dürfte, ähnlich wie bereits beim Zechstein, von einer Linie Burgsteinfurt – Coesfeld nach Osten begrenzt werden. Kenntnisse über die Schichtenfolge der Trias liegen aus dem Blattgebiet jedoch nur aus dem Raum Epe (Solungsbohrungen) und vom Südrand der Gronauer Struktur durch die Tiefbohrung Elly 1 (Reichsbohrung 334, s. Kap. 10: Brg. 1) vor. Die Gliederung der Trias im Blattgebiet zeigt Tabelle 4.

Im gesamten Blattgebiet sind nur der Untere und Mittlere Buntsandstein flächenhaft verbreitet. Darüber transgredieren wahrscheinlich fast überall Sedimente der Unterkreide. Im äußer-

sten Norden des Blattgebiets, nördlich des Eper Berges und unter Umständen auch in der Horner Mark, sind vermutlich auch noch geringmächtige Schichten des Oberen Buntsandsteins (Röt-Folge), des Muschelkalks und des Keupers anzutreffen. Sie sind bisher allerdings aus dem Blattgebiet nicht nachgewiesen, sondern nur aus Bohrungen im Bereich des Blattgebiets 3708 Gronau bekannt (WOLBURG 1953: Abb. 8, THIEMANN 1968). Ihre Verbreitung dürfte im wesentlichen jedoch auf die nördliche, überschobene Scholle der Gronauer Struktur (vgl. Kap. 4) beschränkt sein.

Keinerlei Kenntnisse bestehen bisher darüber, ob auch im Südwestteil des Blattgebiets Oberer Buntsandstein (Röt-Folge) und Muschelkalk überliefert sind. Im Blattgebiet 3807 Alstätte sind im Zentrum der Ems-Niederrhein-Senke beide Abschnitte vorhanden (BENTZ 1927, 1933). Ihre Fortsetzung nach Osten ist durch Bohrungen nicht belegt. Das

ursprüngliche Verbreitungsgebiet dürfte eine ähnliche Ausdehnung wie zur Zeit des Unteren und Mittleren Buntsandsteins gehabt haben (ROSENFELD 1978). Durch spätere Erosionen sind diese Schichten jedoch wahrscheinlich zum größten Teil wieder abgetragen worden, so daß ihr heutiges Auftreten im Blattgebiet fraglich ist. Im Keuper lag das Blattgebiet mit Ausnahme seines Nordrandes wahrscheinlich weitestgehend außerhalb des Ablagerungsraums.

3.3.1 Buntsandstein (s)

Im Bereich des Norddeutschen Beckens setzen sich die lagunären Ablagerungen des höheren Zechsteins im Unteren Buntsandstein zunächst weiter fort. Im Mittleren Buntsandstein leiten sie über zu einer kontinental-fluviatilen Sedimentation, die im Oberen Buntsandstein zu marin-lagunären Verhältnissen zurückkehrt (THIERMANN in HILDEN et al. 1993: 13). Die Gliederung des Buntsandsteins erfolgt im Blattgebiet nach lithostratigraphischen Kriterien (BOIGK 1959, Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter 1974, Subkommission Perm-Trias 1993). Grenzen werden im Sinne einer Logstratigraphie auf der Basis von Bohrlochmessungen definiert (RÖHLING 1991). Obwohl die Fazies des Buntsandsteins in der Ems-Niederrhein-Senke von der Fazies im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens (einem Teil des Germanischen Beckens) abweicht, läßt sich die Buntsandstein-Gliederung für Nordwestdeutschland auch noch für diesen Raum anwenden.

3.3.1.1 Unterer Buntsandstein (su)

Im Unteren Buntsandstein setzt sich die Ton- und Schluffsteinserie, die im Zechstein 5–7 (Zechstein-Übergangsfolge) bereits begonnen hat, weiter fort. Die Basis des Buntsandsteins wird logstratigraphisch definiert und mit dem ersten Auftreten oolithischer Kalksandsteinbänke gezogen (BEST 1989, RÖHLING 1991, Subkommission Perm-Trias 1993). Nach den Beschlüssen der Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der Deutschen Union der Geowissenschaften wird im Norddeutschen Becken eine Unterteilung in die Calvörde-Folge und Bernburg-Folge vorgenommen. Calvörde-Folge und Bernburg-Folge entsprechen der Unteren und Oberen Folge im Sinne von BOIGK (1959) unter Ausschluß des Bröckelschiefers sowie in etwa der Gelnhausen- und Salmünster-Folge der hessischen Gliederung, wobei die Grenzen Calvörde-/Bernburg-Folge beziehungsweise Gelnhausen-Salmünster-Folge nicht identisch sind (BRÜNING 1986, Subkommission Perm-Trias 1993).

Die Gesamtmächtigkeit des Unteren Buntsandsteins schwankt in den Bohrungen im Solfeld Epe zwischen 300 und 330 m. Sie liegt somit in der gleichen Größenordnung wie im Emsland (BOIGK et al. 1960).

Die Calvörde-Folge besteht überwiegend aus einer Serie von rotbraunen, rot- und grau-violetten, teilweise auch grün-grauen Ton- und Schluffsteinen. Darin sind rote und graue, teils schluffige Feinsandsteine eingeschaltet, die gelegentlich kalkhaltig oder dolomitisch sein können oder Kalkooide enthalten. Oolithische Kalksandsteine (sogenannte Rogensteine) sind in der Calvörde-Folge aber eher selten. Einlagerungen von Anhydrit in Form von Knoten oder dünnen Bändern sind für die gesamte Calvörde-Folge charakteristisch.

Auch in der Bernburg-Folge treten rotbraune, rot- und grauviolette oder grüngraue Ton- und Schluffsteine mit Feinsandsteineinschaltungen auf. Charakteristisch für die Bernburg-Folge sind jedoch zahlreiche Lagen mit rotbraunen und grauioletten, oolithischen Kalksandsteinen (Rogenstein), die besonders im höheren Teil dieser Folge häufig sind. Anhydriteinschaltungen sind hingegen untergeordnet.

Eine weitere Untergliederung des Unteren Buntsandsteins in mehrere Sedimentationszyklen (Kleinzyklen) ist möglich – sie wurde jedoch für das Blattgebiet noch nicht durchgeführt. BRÜNING (1986) gliedert die Calvörde-Folge (Untere Folge) in 10 Zyklen, RÖHLING (1991) erkennt in der Bernburg-Folge (Obere Folge) drei Abschnitte mit insgesamt 14 Zyklen.

3.3.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Der in mehrere Großzyklen gegliederte Mittlere Buntsandstein (WOLBURG 1961, 1968) setzt sich aus vorwiegend rotgefärbten Ton-, Schluff- und Sandsteinen zusammen, wobei gegenüber dem Unteren Buntsandstein die Sandsteinhorizonte stärker in den Vordergrund treten. Die Liegendgrenze des Mittleren Buntsandsteins wird lithostratigraphisch mit der Basis eines markanten Sandsteinhorizonts (Volpriehausen-Sandstein) gezogen (vgl. BOIGK 1959, BOIGK et al. 1960, RÖHLING 1991). Seine Hangendgrenze ist im Blattgebiet bisher nicht aufgeschlossen, weil in den vorliegenden Bohrungen die höchsten Schichten fehlen. Die Gesamtmächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins liegt im Blattgebiet zwischen 220 und 305 m – je nachdem, wie vollständig die Profile in seinem höheren Teil entwickelt sind. Der Mittlere Buntsandstein gliedert sich vom Liegenden zum Hangenden in vier Folgen.

Die Volpriehausen-Folge beginnt mit einem bis über 20 m mächtigen, rotbraunen, fein- bis mittelkörnigen Sandstein. Er enthält auch mittel- bis grobkörnige Lagen, ist bereichsweise kalkig entwickelt und führt einzelne oolithische Bänke. Darüber folgt eine Wechsellagerung aus überwiegend rotbraunen, glimmerführenden Ton-, Schluff- und Feinsandsteinen. Die Volpriehausen-Folge erreicht eine Mächtigkeit von 80 – 100 m.

Die bis zu 80 m mächtige Detfurth-Folge beginnt wiederum mit einem etwa 20 m mächtigen Sandsteinhorizont. Er besteht aus grauem und rötlichgrauem, mittel- bis grobkörnigem, zum Teil feinkiesführendem, kalkigem Sandstein („Unterbank“ im Sinne von BOIGK 1959). Darüber folgt eine rotbraune, grauviolette und grüngraue Ton- und Schluffsteinserie mit zum Teil kalkigen Feinsandsteinbänken. In diese Serie ist nochmals ein rötlichgrauer bis grauioletter, kalkiger Mittel- bis Grobsandstein eingeschaltet, der als „Oberbank“ bezeichnet wird.

An der Basis der Hardeggen-Folge tritt ein Sandsteinhorizont auf, der in den Bohrungen des Blattgebiets bis etwa 10 m mächtig ist. Im Gegensatz zu den tieferen Sandsteinhorizonten ist dieser aber deutlich feinkörniger. Außerdem enthält er Ton- und Schluffsteinlagen, so daß er nur in den geophysikalischen Bohrlochvermessungen, jedoch nicht anhand der Spülproben sicher zu erkennen ist. Der Sandstein besitzt eine rotbraune bis dunkelbraune Farbe. Über diesem Horizont lagert eine Wechselfolge aus vorwiegend rötlichgrauen und rotvioletten, teilweise auch grüngrauen, glimmerführenden Ton- und Schluffsteinen mit kalkigen, zum Teil oolithischen Feinsandsteinbänken.

Die Mächtigkeit der Hardeggen-Folge schwankt stark. Sie umfaßt einen Profilabschnitt zwischen 10 m und maximal 110 m. Wahrscheinlich ist je nach tektonischer Situation ein

großer Teil dieser Folge vor der Ablagerung der Solling-Folge bereits wieder abgetragen worden. Eine Diskordanz an der Basis der Solling-Folge ist in weiten Teilen des Norddeutschen Beckens bekannt und wird als H-Diskordanz bezeichnet (TRUSHEIM 1961, HINZE 1988, RÖHLING 1991).

Die bis zu 115 m mächtige Solling-Folge ist im Blattgebiet nur teilweise überliefert. In Hochlagen – wie zum Beispiel im Zentrum der Salzstruktur Epe – ist sie abgetragen oder nur in geringen Resten vorhanden. Ein markanter Sandstein fehlt an ihrer Basis. Ähnlich wie bereits der höhere Teil der Hardegsen-Folge besteht auch die Solling-Folge aus einer Wechselfolge von rotbraunen und grünlichgrauen Ton- und Schluffsteinen mit kalkigen, zum Teil oolithischen Feinsandsteinlagen. Nach BOIGK et al. (1960) können auch Knoten oder dünne Lagen von Anhydrit auftreten.

3.3.1.3 Oberer Buntsandstein (Röt-Folge) (so)

Ein direkter Nachweis von Oberem Buntsandstein (Röt-Folge) fehlt bisher im Blattgebiet. Nach den Profilen von WOLBURG (1957 b) ist im Kernbereich der Gronauer Struktur in der östlichen Scholle Oberer Buntsandstein überliefert. Er reicht dort bis an die südliche Überschiebungszone heran (s. Kap. 4) und berührt im Bereich zwischen Eper Berg und Horner Mark wahrscheinlich gerade noch das Blattgebiet. Südlich davon gibt es keine Hinweise auf Oberen Buntsandstein.

Nach THIERMANN (1968: 30) ist im Gebiet der nördlichen Anschlußblätter 3708 Gronau und 3709 Ochtrup ein nach Süden ausdünnender Steinsalzhorizont (Röt-Salz) in eine Serie von rotbraunen oder blaugrünen, mergelig-anhydritischen Tonsteinen mit Anhydritbänken eingeschaltet. Im Bereich des Ochtruper Sattels, wo das Röt-Salz bereits vollständig fehlt, schließen sich die liegenden und hangenden Tonsteinfolgen zu einer einheitlichen pelitischen Serie von etwa 150 m Mächtigkeit zusammen. Ähnliche Verhältnisse dürften am Nordrand des Blattgebiets und – sofern die Röt-Folge dort überhaupt vorhanden ist (s. Kap. 3.3) – auch im Südwesten zu erwarten sein.

3.3.2 Muschelkalk und Keuper

Zu Beginn der Ablagerungen des Muschelkalks drang das Meer von Süden her in das Norddeutsche Becken ein. Es entstand ein Flachmeergebiet, in dem äußerst gleichförmige, überwiegend chemische Sedimente gebildet wurden. Im nordwestlichen Münsterland sind nur Schichten des Unteren Muschelkalks überliefert. Die Gesteine des Mittleren und Oberen Muschelkalks sind vor einer erneuten Transgression im Oberen Keuper bereits wieder abgetragen worden (ROSENFELD 1978). Unterer und Mittlerer Keuper sind ebenfalls nicht überliefert. In großen Bereichen des Westmünsterlandes sind sie primär nicht abgelagert, oder aber sie wurden vor der Transgression des Oberen Keupers wieder erodiert. Im Oberen Keuper drang das Meer nach mehreren epirogenetischen Phasen (WOLBURG 1969) erneut vor und transgredierte dabei über verschieden alte Schichten der Trias. Die Ostholländische Trias-Platte blieb Festland – dieses reichte bis an den westlichen Blattgebietsrand (K. MEYER 1969).

Über die Ablagerungen von Muschelkalk und Keuper liegen aus dem Blattgebiet keine direkten Beobachtungen vor. Wie schon für den Oberen Buntsandstein dargelegt wurde,

dürften auch die im Gronauer Sattel vorkommenden Schichten von Unterem Muschelkalk und Oberem Keuper auf den Nordrand des Blattgebiets übergreifen (WOLBURG 1953). Ob auch Ablagerungen des Muschelkalks im Südwesten in das Blattgebiet hineinreichen, kann nur gemutmaßt werden (s. Kap. 3.3). Oberer Keuper wird dort wohl fehlen.

Sowohl aus den Gebieten des westlichen Anschlußblattes 3807 Alstätte (BENTZ 1933) als auch der Blätter 3708 Gronau und 3709 Ochtrup (THIERMANN 1968) ist Unterer Muschelkalk (μ) bekannt. Die Schichtenfolge besteht dort aus einer eintönigen Folge von graublauen bis graugrünen, selten rotbraunen, feinschichtigen dolomitischen Tonsteinen mit Einlagerungen von meist dünnen, festen Kalkstein- und Mergelsteinbänken. Flasern, Knoten oder dünne Lagen von Anhydrit können ebenfalls auftreten (WOLBURG 1957 b, BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1968). Der Untere Muschelkalk erreicht eine Mächtigkeit von 120 m.

Schichten des Oberen Keupers (κ) haben in den nördlichen Anschlußblattgebieten nur eine Mächtigkeit von 3 m. Es sind nach THIERMANN (1968: 32) hellgraue bis braungraue, glimmerführende, feinsandige Tonsteine sowie feinkörnige, flaserige oder schräggeschichtete Kalksandsteine. Ausführliche Beschreibungen geben WOLBURG (1957 b) und BOIGK et al. (1960: 38). Die frühere Bezeichnung „Rhät“, die bislang synonym für den Oberen Keuper benutzt wurde, soll nach Beschluß der Subkommission Perm-Trias (1993) nicht mehr für die außeralpine deutsche Trias verwendet werden, da die lithostratigraphisch begründete Einheit des germanischen Oberen Keupers nicht mit dem biostratigraphisch definierten alpinen Rhät übereinstimmt (FARRENSCHON 1990).

3.4 Jura (j)

Auch während des Juras überwogen zunächst noch marine Ablagerungen. Wie bereits zuvor wurde die Rheinische Masse nur randlich überflutet, wobei die Küstenlinie vermutlich südlich des Blattgebiets lag. Unter mehrfachem Wechsel von Trans- und Regressionen verlagerte sich die Küstenlinie im Oberen Jura (Malm) allmählich nach Norden (ROSENFELD 1978). Gleichzeitig begann eine Phase, in der marine, brackische und hypersalinare Ablagerungsbedingungen einander abwechselten. Im Jura setzten tektonische Aktivitäten ein (kimmerische Phasen), in deren Verlauf sich das alte Norddeutsche Becken kleinräumig in Schwellen und Senken gliederte und in seinem zentralen Teil als Niedersächsisches Becken stark einzusinken begann. Der Nordrand des Blattgebiets ist hiervon gerade noch betroffen.

Schichten des Juras sind nur am Nordrand des Blattgebiets vorhanden. Sie sind weitestgehend auf die nach Süden überschobene Scholle des Gronauer Sattels beschränkt und dort durch die Tiefbohrungen Elly 1 und Elly 2 (s. Kap. 10: Brg. 1 und 2) nachgewiesen. Die Bohrung Gronau Z1 (TK 25: 3708 Gronau, vgl. Abb. 3, S. 19) hat in der Liegendescholle unterhalb der Überschiebung keinen Jura mehr angetroffen, während etwas östlich im Bereich der Schnittlinie C–D (s. Taf. 1 in der Anl.) in Anlehnung an WOLBURG (1953) geringmächtige, nach Süden rasch ausdünnende Jura-Schichten vermutet werden. Über Jura-Ablagerungen im Südwesten des Blattgebiets liegen keine Erkenntnisse vor. Es ist jedoch anzunehmen, daß Sedimente des Unteren Juras (Lias), die hier möglicherweise abgelagert worden sind, als Folge der tektonischen Aktivität während der kimmerischen Phasen bereits vor der Kreide-Transgression wieder vollständig erodiert wurden

Tabelle 5
Gliederung des Juras

		Alter (Mio. Jahre) (nach HARLAND et al. 1990)		südliches Emsland (nach HOFFMANN in BOIGK et al. 1960)		Blattgebiet Heek					
Jura	Kreide	?	?	145,6	Serpulit	Obermalm	Malm (bis 370m)	jw			
					Tithon				Münder-Mergel <i>gigas</i> -Schichten		
				152,1	Kimmeridge				regionale Schichtlücke	Schichtlücke	
					Oxford						
	Dogger				157,1	Dogger α bis ζ, z.T. Schichtlücken					
					Callov					ζ	
					161,3					Bathon	ε
					166,1					Bajoc	δ
					γ						
					173,5					Aalen	β
					α						
					178,0					Toarc	ζ
	Lias				187,0	Oberlias (ε und ζ)	Schichtlücke				
					187,0					Pliensbach	δ
					194,5	γ					
					194,5	Sinemur				β	
203,5					Hettang	α				Unterlias (α und β)	
208,0											
						Lias (bis 300m)		jl			

(K. MEYER 1969). Die Gliederung des Juras und die im Blattgebiet nachgewiesenen und vermuteten Ablagerungen dieser Epoche zeigt Tabelle 5.

3.4.1 Lias (jl)

Der Lias umfaßt die Stufen Hettang bis Toarc. Im Gronauer Sattel sind Ablagerungen aus den Stufen Hettang, Sinemur und Pliensbach noch recht mächtig entwickelt, während vom Toarc nur in wenigen Bohrungen die tieferen Abschnitte nachgewiesen

sind (THIERMANN 1968: 34). Vermutlich sind die oberen Abschnitte bei Transgressionen im Dogger beziehungsweise Malm erodiert worden (K. MEYER 1969). Schichten des Lias sind im Blattgebiet nicht erbohrt worden. Sie sind allerdings nördlich der Bohrung Elly 2 (Kap. 10: Brg. 2) unter dem dort angetroffenen Dogger zu vermuten (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt C–D). Eine ausführliche Beschreibung der Lias-Ablagerungen im Emsland gibt HOFFMANN (1949 und in BOIGK et al. 1960: 49–63). Nach BRAND & HOFFMANN (1963) gehört der Lias des Blattgebiets zur überwiegend tonigen Westfazies, die von der mehr sandigen Ostfazies unterschieden wird.

Die Schichtenfolge des Lias beginnt mit einer gelbbraunen, zum Teil grauen Kalksandsteinbank mit eingelagertem Muschelschill und Tongallen (THIERMANN 1968). Darüber folgen zunächst dunkelgraue Mergelsteine, die in dunkelgraue, gelegentlich glimmerführende und pyritthaltige, kalkige Tonsteine sowie dunkelgraue Tonsteine mit Toneisensteingeoden übergehen. Teilweise können sie bituminös sein. Nach der Darstellung von WOLBURG (1953: Abb. 8) sind in der Gronauer Struktur etwa 300 m mächtige Lias-Ablagerungen zu erwarten.

3.4.2 Dogger (jb)

Verstärkte tektonische Bewegungen zu Beginn des Doggers (mittelkimmerische Phasen, s. Kap. 4) bewirkten eine Gliederung des Ablagerungsraums in Schwellen und Becken (THIERMANN in HILDEN et al. 1993: 14). Dadurch wurden Schichtenausfälle im tieferen Dogger verursacht. Die ältesten im Gebiet des nördlichen Anschlußblattes 3708 Gronau nachgewiesenen Dogger-Ablagerungen gehören bereits zum Dogger γ (= unteres Bajoc).

Im Blattgebiet hat die Bohrung Elly 2 (s. Kap. 10: Brg. 2) eine 46,5 m mächtige Folge aus mittel- bis dunkelgrauen, zum Teil feinsandigen Tonmergelsteinen mit einzelnen, mitunter knolligen, tonigen Kalksteineinlagerungen durchteuft. Die Tonsteine sind recht fossilreich. Neben zahlreichen Lamellibranchiaten wurden auch einige Ammoniten und Belemniten beobachtet. Unter anderem ist folgende Fauna überliefert (die Taxonomie der Fossilien ist nach KAEVER & OEKENTORP & SIEGFRIED (1976) sowie nach WESTERMANN (1958) aktualisiert):

Proplanulites sp., *Oxycerites (Otoxyites) fuscus* (QUENSTEDT), *Oxycerites* sp., *Parkinsonia* sp., *Belemnopsis canaliculata* (VON SCHLOTHEIM), *Palaeonucula* sp., *Cucullaea* sp., *Meleagrinnella echinata* (SMITH), Pectiniden, Ostreen, *Trigonia* cf. *interlaevigata* QUENSTEDT, *Astarte* sp.

Nach den Fossilfunden ist diese Schichtenfolge dem Dogger δ bis ϵ zuzuordnen (oberes Bajoc bis unteres Callov – dies entspricht den „*parkinsoni*-“ bis „*Macrocephalen*-Schichten“ der herkömmlichen Gliederung des Weserbergländes, vgl. BRAND & HOFFMANN 1963: 441, WEITSCHAT in KLASSEN 1984). Im Liegenden wird das Dogger-Profil der Bohrung Elly 2 von einer Überschiebungsbahn abgeschnitten, so daß über die tieferen Schichten und das maximale Alter der Dogger-Ablagerungen im Blattgebiet keine Aussage möglich ist.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge des Doggers dürfte im Blattgebiet 100 m nicht überschreiten. Dogger wird diskordant von Malm überlagert; teilweise sind seine Ablagerungen aber schon vor der Malm-Transgression mehr oder weniger vollständig abgetragen worden.

3.4.3 Malm (jw)

Malm ist im Blattgebiet bisher nur in den Bohrungen Elly 1 und Elly 2 (s. Kap. 10: Brg. 1 und 2) auf der Südflanke des Gronauer Sattels (überschobene Scholle) angetroffen worden. Der südlich der Überschiebungszone vermutete, nach Süden rasch ausdünnende Jura-Keil (Taf. 1 in der Anl.: Schnitt C–D, als ungegliederter Jura dargestellt) dürfte ebenfalls Schichten des Malms enthalten oder sogar vollständig dem Malm zuzurechnen sein.

Auch zu Beginn des Malms gab es tektonische Bewegungen (jungkimmerische Phasen, vgl. Kap. 4.5). Starke Hebungen in den östlichen Niederlanden (Nordostniederländisches Becken, T HART 1969) bewirkten dabei eine ostwärtige Kippung der emsländischen Tafel, begleitet von der Abtragung mächtiger Schichtenfolgen (BISCHOFF & WOLBURG 1963, THIERMANN 1968). Der tiefere Malm (Oxford und tieferer Kimmeridge) war somit eine Zeit der Erosion – erst im höheren Kimmeridge setzte die Sedimentation wieder ein. Im Westteil des Niedersächsischen Beckens dauerte die Bildung von Schwellen und Senken weiter an. Nach den Befunden der Bohrungen Elly 1 und Elly 2 setzte sie sich auch noch syndesimentär im oberen Malm (Tithon) fort. Die im Blattgebiet überlieferten Sedimente des Malms wurden in einem eingetieften Bereich abgelagert, der als Gronauer Senke beschrieben ist (BISCHOFF & WOLBURG 1963).

Schichtenfolge: In den beiden Bohrungen Elly 1 und Elly 2 beginnt die Schichtenfolge mit einem konglomeratischen Horizont. Er besteht aus einem dunkel- bis grüngrauen, teilweise auch rotvioletten Tonmergelstein mit Einlagerungen von wenig gerundeten bis eckigen Tonstein-, Kalkstein-, Mergelstein- und Gipsgeröllen. Bei den Geröllen handelt es sich überwiegend um aufgearbeitete Buntsandstein-Sedimente (SCHOTT 1951, BISCHOFF & WOLBURG 1963: 448). In der Bohrung Elly 1 ist die basale Konglomeratfazies 3 m, in der Bohrung Elly 2 etwa 20 m mächtig.

Darüber lagert eine fossilarme, überwiegend pelitische Wechselfolge aus dunkelgrauen, feinklastischen Kalksteinen, hellgrauen und hellbraungrauen, teilweise auch braunroten, dolomitischen Mergelsteinen mit Gips- beziehungsweise Anhydriteinlagerungen, hell-, rötlich- oder auch grünlichgrauen Tonmergelsteinen und grauschwarzen, teilweise kalkigen oder dolomitischen Tonsteinen. Insbesondere im tieferen Teil dieser Folge können auch feinsandige, zum Teil feinkonglomeratische Mergelsteine und mehrere Meter mächtige, graue bis braungraue Dolomitsteine eingelagert sein. Insgesamt sind sulfatische Sedimente jedoch nur von untergeordneter Bedeutung. Steinsalzeinlagerungen wurden nur in der Bohrung Elly 2 in einem knapp 5 m mächtigen dolomitischen Horizont in enger Verwachsung mit Anhydrit festgestellt (SCHOTT 1951).

Altersstellung: Während für das Gebiet des nördlichen Anschlußblattes 3708 Gronau (THIERMANN 1968) sowie das übrige Emsland (BISCHOFF & WOLBURG 1963) eine detaillierte biostratigraphische Zonengliederung des Malms im wesentlichen auf der Basis von Ostracoden möglich ist, liegen biostratigraphische Daten aus dem Blattgebiet nicht vor. BISCHOFF & WOLBURG (1963: 462) fassen die Profile der Bohrungen Elly 1 und Elly 2 daher als „Obermalm 1–6“ und „Malm ohne weitere Einstufungsmöglichkeit“ zusammen.

Der basale Konglomerathorizont entstand wahrscheinlich während der Transgression zu Beginn des Tithons (*gigas*-Transgression = Obermalm 1, *gigas*-Schichten), möglicherweise aber auch schon etwas früher im höheren Kimmeridge (BISCHOFF & WOLBURG 1963). Die darüber folgende Serie umfaßt wahrscheinlich die weiteren Ostracoden-Zonen

bis zum Obermalm 6 und entspricht lithostratigraphisch dem Mündler-Mergel und Serpulit (= Mündler-Formation im Sinne von CASEY et al. 1975). Der Mündler-Mergel des Blattgebiets unterscheidet sich von den Mündler-Mergel-Standardprofilen des Emslandes durch starkes Zurücktreten sulfatischer Einlagerungen, nahezu vollständiges Fehlen von Steinsalz sowie durch gelegentliches Auftreten feinkonglomeratischer Horizonte (SCHOTT 1951: 224). Die Sedimente des Serpulits wurden in der Bohrung Elly 1 überbohrt. In der Bohrung Elly 2 unterscheiden sie sich nicht wesentlich von denen des Mündler-Mergels. Insbesondere fehlen die charakteristischen, serpelführenden Kalksteinbänke mit *Serpula coacervata* BLUMENBACH, wie sie aus den benachbarten Blattgebieten beschrieben sind (BENTZ 1933, THIERMANN 1968). Konglomeratische Einlagerungen im Serpulit-Horizont deuten jedoch auf eine weitere Transgression hin (BISCHOFF & WOLBURG 1963: 453).

Ein bis heute nicht endgültig geklärtes Problem ist die Definition der Jura/Kreide-Grenze. Da der Jura/Kreide-Grenzbereich in Nordwestdeutschland wie auch in einigen anderen Gebieten in ein limnisch-brackisches Milieu fällt, fehlen Vergleichsmöglichkeiten mit marinen Ablagerungen. Ein direkter biostratigraphischer Bezug auf die Ammoniten-Orthostratigraphie ist somit nicht möglich (CASEY 1973, 1975). Deshalb ist die Position der Jura/Kreide-Grenze in Nordwestdeutschland seit jeher umstritten. Dies spiegelt sich auch in den geologischen Karten des nördlichen Münsterlandes und südlichen Emslandes wider, wo die Jura/Kreide-Abgrenzung keineswegs einheitlich gehandhabt wird (z.B. THIERMANN 1968, 1970 a, 1980; HINZE 1988; K.-D. MEYER 1988). Seit der mikro-paläontologischen Gliederung des über dem Serpulit-Horizont folgenden „Wealden“ (Bückeberg-Folge) durch WOLBURG (1949) hat man die Grenze in den oberen Teil der Ostracoden-Zone W3 gelegt. Nach WICK & WOLBURG (1962) entspricht dieses Niveau der Faziesgrenze zwischen dem Purbeck und dem Wealden in England. In neueren Arbeiten wie beispielsweise von CASEY (1973), KEMPER (1973 a, 1976) oder jüngst von STRAUSS et al. (1993) wird versucht, den nordwestdeutschen Mündler-Mergel, Serpulit und die Bückeberg-Folge mit ähnlich alten Ablagerungen des borealen Faziesraums – insbesondere mit dem englischen Purbeck und Wealden – stratigraphisch und faziell zu korrelieren. KEMPER (1973 a, 1976) führt dabei die Stufenbezeichnung „Berrias“ für Nordwestdeutschland ein. Neben dieser, ursprünglich für den Tethysraum gebräuchlichen, Stufenbezeichnung wird für den borealen Raum vor allem von englischen Autoren die Bezeichnung „Ryazan“ benutzt (CASEY & RAWSON 1973). Nach RAWSON et al. (1978) entsprechen sich Ryazan und Berrias nicht vollständig, eine genaue Korrelation ist aber noch nicht möglich. Das Berrias, die unterste Stufe des Kreide-Systems, umfaßt als lithostratigraphische Einheiten den oberen Mündler-Mergel (= Katzberg-Folge, entspricht dem Obermalm 5), den Serpulit (Obermalm 6) und den „deutschen Wealden“ (= Bückeberg-Folge, auch Bückeberg-Formation mit Unterteilung in Obernkirchen- und Osterwald-Folge, vgl. KEMPER 1976). KEMPER (1973 a, 1976) legt damit die Jura/Kreide-Grenze provisorisch in den Mündler-Mergel an die Basis des Obermalms 5. In diesem Sinne erfolgt auch die Darstellung dieser Grenze in neueren geologischen Karten des nördlichen Münsterlandes (z.B. THIERMANN 1973, 1980). Bis heute ist es hierüber aber immer noch nicht zu einer verbindlichen Übereinkunft gekommen (CASEY et al. 1975). Nach KEMPER (in K.-D. MEYER 1988) ist es nach derzeitigem Kenntnisstand nicht zu vertreten, den oberen Malm (Mündler-Mergel und Serpulit) stratigraphisch auf zwei Systeme aufzuteilen.

Eine chronostratigraphische Einstufung der Schichtenfolge im Jura/Kreide-Grenzbereich kann daher zur Zeit nur vorläufigen Charakter haben. Für das Blattgebiet ist eine detaillierte biostratigraphische Gliederung des oberen Malms nicht möglich, so daß die Jura/Kreide-Grenze im Sinne von KEMPER (1973 a, 1976) ohnehin nicht genau zu fixieren wäre. Ebenso ist eine Feingliederung der Schichtenfolge des Berrias nicht möglich. Es bietet sich daher an, die Jura/Kreide-Grenze nach lithostratigraphischen Kriterien provisorisch an die Basis der Bückeberg-Folge (Wealden-Fazies) im herkömmlichen Sinne zu legen – analog zu den Darstellungen auf den benachbarten Blättern 3608 Bad Bentheim (HINZE 1988) und 3609 Schüttorf (K.-D. MEYER 1988).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Malms ist in den beiden Aufschlüssen des Blattgebiets sehr unterschiedlich. Während in der Bohrung Ely 1 das Malm-Profil nur 75 m umfaßt, sind es in der Bohrung Ely 2 etwa 370 m. Nach SCHOTT (1951: 253) und BISCHOFF & WOLBURG (1963: 450) liegt die Bohrung Ely 2 im Bereich der Gronauer Senke und die Bohrung Ely 1 auf der südlich anschließenden Hochscholle.

3.5 Kreide

Während die bisher beschriebene Schichtenfolge nur im tieferen Untergrund des Blattgebiets vorhanden ist und nirgends zutage tritt, kommen Festgesteine der Kreide-Zeit unmittelbar an der Geländeoberfläche oder unter geringer Bedeckung mit quartärzeitlichen Lockersedimenten vor. Zutage anstehende Gesteine der Unterkreide sind auf den Nordrand des Blattgebiets beschränkt, sonst sind Oberkreide-Ablagerungen verbreitet (vgl. Abb. 9, S. 115).

In der Unterkreide bestand zunächst noch das Niedersächsische Becken als Ablagerungs- und Senkungsraum fort. Die Unterkreide-Schichten am Nordrand des Blattgebiets sind diesem zuzurechnen. Erst in der höheren Unterkreide begann mit einer weit nach Süden reichenden Meerestransgression die eigentliche Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens. Die marinen Ablagerungsbedingungen hielten bis in die höchste Oberkreide an. Am Südrand des Niedersächsischen Beckens setzten in der Oberkreide Hebungen ein – bei gleichzeitiger Vertiefung des Münsterländer Kreide-Beckens. Sie führten zur Entwicklung des Niedersächsischen beziehungsweise Emsland-Tektogens (Inversionstektonik, s. Kap. 4.4 und 4.5).

Im Blattgebiet sind Kreide-Ablagerungen vom Berrias (Bückeberg-Folge) bis zum Oberen Unter campan überliefert. Die Gliederung der Kreide-Schichtenfolge zeigen die Tabellen 6 und 7. Auf die zur Zeit noch unklare chronostratigraphische Stellung der Schichtenfolge im Jura/Kreide-Grenzbereich und deren vorläufige Zuordnung wurde bereits im vorhergehenden Kapitel (3.4.3) hingewiesen.

3.5.1 Unterkreide

Im Blattgebiet sind Sedimente aus sämtlichen Stufen der Unterkreide nachgewiesen (s. Tab. 6). Aufgrund der komplizierten tektonischen Situation und wegen fehlender geeigneter Aufschlüsse ist jedoch eine detaillierte Gliederung der Unterkreide-Schichtenfolge in der Art, wie sie THIERMANN (1968, 1969) für den Raum 3708 Gronau und 3709 Ochtrup dargelegt hat, nicht möglich. Biostratigraphisch sind die Einstufungen im

Tabelle 6
Gliederung der Unterkreide

		Alter (Mio. Jahre) (nach HARLAND et al. 1990)	Auswahl wichtiger Leitfossilien (nach KEMPER 1976)	Blattgebiet Heek		
U n t e r k r e i d e	Alb	Ober-	97,0	<i>Aucellina gryphaeoides</i> (SOWERBY) <i>Inoceramus (Birostrina) sulcata</i> PARKINSON	krlo	Flammenmergel
		Mittel-		<i>Hoplites</i> ssp. <i>Euhoplites</i> ssp. <i>Neohibolites minimus</i> (MILLER) <i>Inoceramus (Birostrina) concentricus</i> PARKINSON	krlm	Ton- und Tonmergelsteinfolge (ungegliedert)
		Unter-		<i>Leymeriella tardefurcata</i> (LEYMERIE)	krfu-m	
	Apt	Ober-	112,0	<i>Hypacanthoplites jacobi</i> (COLLIGNON) <i>Parahoplites nutfieldiensis</i> (SOWERBY)	krp-IR	Rothenberg-Sandstein
		Unter-		<i>Neohibolites ewaldi</i> (STROMBECK) <i>Deshayesites</i> spp.	krp	Ton- und Tonmergelsteinfolge (ungegliedert)
	Barrême	Ober-	124,5	<i>Oxyteuthis</i> spp. <i>Oxyteuthis brunsvicensis</i> (STROMBECK)	krb	Tonsteinfolge (ungegliedert)
		Unter-		<i>Aulacoteuthis</i> spp. <i>Praeoxyteuthis</i> spp.		
	Hauterive	Ober-	131,8	<i>Simbirskites</i> spp.	krhG	Gildehaus-Sandstein
		Unter-		<i>Endoceras</i> spp.	krhu	sandige Ton- und Mergelsteinfolge
	Valangin	Ober-	135,0	<i>Olcostephanus</i> spp. (= „ <i>Astieria</i> “) <i>Dichotomites</i> spp.	krv	sandige Ton- und Tonmergelsteinfolge (ungegliedert)
		Unter-		<i>Polyptychites</i> spp. <i>Platylenticeras</i> spp.		
	Berrias		140,7	<i>Cypridea</i> spp.	krbe	Bückerberg-Folge (Wealden-Fazies)

wesentlichen durch Mikrofaunen aus kartierbegleitenden Bohrungen, Sondierungen und wenigen Tagesaufschlüssen belegt (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Makrofossilien sind nur vereinzelt nachgewiesen.

3.5.1.1 Berrias, Bückerberg-Folge (Wealden-Fazies) (krbe)

Wealden THIERMANN 1968

Bückerberg-Folge, „deutscher Wealden“ KEMPER 1973 a

Bückerberg-Formation, „deutscher Wealden“ KEMPER 1976

Zum Berrias, der tiefsten Stufe der Kreide, gehört die Bückerberg-Folge. Die Bezeichnung Bückerberg-Folge ist an die Stelle des früheren, in stratigraphischem Sinn benutz-

ten Begriffs „Wealden“ getreten. Diese Umbenennung war erforderlich, da „Wealden“ lediglich eine für die tiefe Unterkreide des borealen Raums typische, aber nicht überall zeitgleiche Fazies kennzeichnet (Wealden-Fazies).

Die Schichten der Bückeberg-Folge wurden abgelagert, als das Niedersächsische Becken vollständig vom Meer abgeschlossen war. Bei häufigen Salinitätsschwankungen herrschte ein limnisch-brackisches Milieu vor. Erst im höheren Teil stellten sich auch kurzzeitige brackisch-marine Ingressionen ein, wie es vereinzelte Funde von marinen Mikrofaunen und Mikroflora (THIERMANN 1968: 42, STRAUSS et al. 1993) und anderen euhalinen Tierarten (KEMPER 1976) aus dem Gebiet um Gronau und Bad Bentheim belegen.

Die Bückeberg-Folge (Wealden-Fazies) des Emslandes und im nördlichen Randbereich der Rheinischen Masse ist durch zahlreiche Bearbeitungen bestens bekannt (z.B. HOSIUS 1893; BENTZ 1927; BOIGK et al. 1960; T HART 1969; K. MEYER 1969; SCHOTT 1951; WOLBURG 1949, 1954). Sie ist deshalb so gut untersucht, weil große Teile der Schichtenfolge, insbesondere die blättrigen Tonsteine, einen hohen Bitumengehalt aufweisen. Diese gelten als Muttergestein des Emsland-Erdöls (KEMPER 1976). Nach SCHOTT (1951: 228) gehören die Ablagerungen des Blattgebiets überwiegend zur karbonatischen Randfazies (Kalkfazies) der Bückeberg-Folge. Sie ist durch Mergelsteine mit zahlreichen Schillkalksteinbänken gekennzeichnet. Teilweise dürften sie jedoch bereits Übergänge zur Mischfazies aufweisen, die zwischen der randlichen Kalkfazies und der Tonfazies im Beckenzentrum vermittelt. Sandsteinbänke und Kohlenflöze, wie sie aus dem Raum südlich von Osnabrück bekannt sind, fehlen. Die ehemaligen Aufschlüsse in der Bückeberg-Folge (Wealden-Fazies) des Blattgebiets wurden durch ROEMER (1854: 38), VON DECHEN (1884: 420) und BENTZ (1927: 420) bekanntgemacht.

Gesteine: Die Schichtenfolge besteht aus einer Wechsellagerung von mittel- bis dunkelgrauen, schwach pyrithaltigen, teils blättrigen Tonsteinen, mittel- bis dunkelgrauen Tonmergel- und Kalkmergelsteinen mit einzelnen Mergelkalksteinbänken sowie grauen oder graublauen Schillkalksteinbänken. Teilweise konglomeratische Sandsteinbänke und sandige Kalksteinlagen sind nur vereinzelt zu finden. Sie werden von WOLBURG (1954: 88) aus der Bohrung Elly 1 (Kap. 10: Brg. 1) beschrieben. Charakteristisch ist ein deutlicher Bitumengeruch, der beim Anschlagen frischer Gesteinsproben auffällt. Besonders die blättrigen Partien der Tonsteine und die Schillkalksteinbänke zeichnen sich durch einen hohen Bitumengehalt aus.

Die Tonsteine sind schwach bis mäßig verfestigt, zum Teil rein, zum Teil aber auch mehr oder weniger schluffig und gelegentlich schwach feinsandig. Eine mineralogisch untersuchte Tonsteinprobe aus einer kartierbegleitenden Bohrung (R 71 400, H 84 980) zeigte 58 % Quarz, eine Spur Feldspat, wenig Pyrit und etwa 1% Calcit. An Tonmineralen sind Kaolinit, Glimmer (Illit) und Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Mineralen vorhanden (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die Schillkalksteinbänke bestehen aus zahllosen, dicht gepackten, mit der gewölbten Seite nach oben horizontal eingelagerten Muschelschalen („Cyrenenkalkstein“). Durch die Muschelschalen haben diese Bänke ein laminares, feinschichtiges Anlagerungsgefüge. Sie sind teilweise schwach porös, überwiegend aber durch diagenetische Veränderungen dicht, splittrig-hart und feinspätig verfestigt. Mergelsteinlagen zeigen gelegentlich Tutenmergel- oder Nagelkalkstrukturen, die ebenfalls auf diagenetische

Einflüsse zurückgehen. Durch Verwitterungseinfluß ändert sich die Farbe der Kalk- und Mergelsteine von Grau nach Graubraun bis Mittelbraun.

Fossilien: Bezeichnend für brackische Ablagerungen ist eine artenarme, aber individuenreiche Fauna. Charakteristisch sind die in den Schillkalksteinbänken angereicherten Schalen von Muscheln der Gattung *Neomiodon*. Nach deren ursprünglichem Gattungsnamen „*Cyrena*“ haben die Kalksteinbänke die Bezeichnung „Cyrenenkalke“ erhalten. Häufig ist auch die für die Bückeberg-Folge typische Schnecke *Paraglauconia strombiformis* (VON SCHLOTHEIM), die wohl besser unter dem früheren Gattungsnamen „*Glauconia*“ bekannt ist. Ebenso charakteristisch und als Leitfossilien dieser Schichteneinheit von großer Bedeutung sind Ostracoden der Gattung *Cypridea*. Mit ihrer Hilfe führte WOLBURG (1949) eine Untergliederung des „Wealden“ in 6 Zonen durch. Aus dem Blattgebiet sind darüber hinaus keine Fossilien bekannt. Die reiche Fauna, darunter auch zahlreiche Vertebratenreste aus den nahegelegenen Aufschlüssen bei Gronau, beschreiben unter anderem THIERMANN (1968) und KEMPER (1976, 1992). Einen allgemeinen Überblick über die Faunen des Berrias gibt KEMPER (1973 a, 1992). Eine neue mikrofau-nistische und mikrofloristische Bearbeitung der Wealden-Fazies in einer Bohrung bei Bad Bentheim stammt von STRAUSS et al. (1993).

Altersstellung und Abgrenzung: Die Bückeberg-Folge (Wealden-Fazies) des Berrias umfaßt die limnisch-brackischen Ablagerungen im Jura/Kreide-Grenzbereich von der Ostracodenzone W1 bis W6 im Sinne von WOLBURG (1949) und WICK & WOLBURG (1962). Die chronostratigraphische Stellung in bezug auf die Jura/Kreide-Grenze wird in Kapitel 3.4.3 beschrieben. Unterlagert wird die Schichtenfolge von den überwiegend hypersalinaren Sedimenten des Münder-Mergels und Serpulits, die bis zu einer verbindlichen Festlegung der Jura/Kreide-Grenze noch dem Malm zugeordnet werden. Die Hangendgrenze ist durch das Aussetzen der Schillkalksteinbänke und den Übergang zu marinen, tonigen Ablagerungen mit einer entsprechenden Cephalopodenfauna gekennzeichnet (s. Kap. 3.5.1.2). Dieser Übergang ist fließend und wird durch Sedimente mit brackisch-marinen Mischfaunen gekennzeichnet (KEMPER 1961, 1976: 39).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schichten der Bückeberg-Folge des Berrias streichen nördlich von Epe im Gebiet westlich des Eper Berges (Gemarkung „Am Berge“) an der Geländeoberfläche oder unter Quartär-Bedeckung aus. Sie lagern weitgehend flach oder fallen schwach nach Norden ein. Nach Süden und Osten ist das Vorkommen durch Störungen begrenzt, im Norden lagern Schichten des Valangins konkordant darüber. Zutage treten wohl nur die höchsten Abschnitte des Berrias (vgl. Hosius 1893). Die Bohrungen Elly 1 und Elly 2 (Kap. 10: Brg. 1 und 2) haben die Schichtenfolge vollständig durchsunken. Ihre Gesamtmächtigkeit liegt dort unter Berücksichtigung des Einfallens bei 110 beziehungsweise 120 m (vgl. WOLBURG 1954).

Aufschluß:

- „Steenkuhle“ am Westhang des Eper Berges; R 72 040, H 84 640. In diesem vollständig verfallenen und mit Wasser gefüllten ehemaligen Steinbruch wurde im vorigen Jahrhundert Schillkalkstein vornehmlich für den Straßen- und Wegebau gewonnen (Hosius 1893). Heute finden sich dort noch Lesesteine auf den Abraumhalden.

3.5.1.2 Valangin (krv)

Unterneokom (Valendis) BENTZ 1927
Valendis THIERMANN 1968
Valangin KEMPER 1973 b, 1976

Mit dem Valangin kehrte das Meer in das Niedersächsische Becken zurück, und es stellte sich eine euhaline Fazies ein. Nur im tiefsten Teil der Schichtenfolge sind gelegentlich noch Brackwassereinflüsse zu beobachten (KEMPER 1961, 1976; MICHAEL 1974; THIERMANN 1968). Nach Südwesten, im Bereich der Alstätter Bucht, gehen die marinen Sedimente des Valangins in ästuarine Ablagerungen über, die sogenannten Kuhfeld-Schichten (BENTZ 1933, WOLBURG 1954, HARTKOPF-FRÖDER & HERNGREEN & RUEGG 1992, HERNGREEN & HARTKOPF-FRÖDER & RUEGG 1994). Nach WOLBURG (1954), K. MEYER (1969) und SCHOTT et al. (1969) hat das Valangin-Meer im wesentlichen den gleichen Raum eingenommen, den zuvor die Wealden-Fazies umfaßte.

Die im Blattgebiet vorkommenden Valangin-Schichten gehören dem Randbereich der Valangin-Verbreitung an. Sie sind dementsprechend geringmächtig und lückenhaft. Kenntnisse über die Schichtenfolge vermitteln die Profile der Bohrungen Elly 1 und Elly 2 (Kap. 10: Brg. 1 und 2), der unveröffentlichte Kartierbericht von A. BENTZ aus dem Jahr 1931 (vgl. Kap. 1) sowie einige neue Daten aus einer kartierbegleitenden Bohrung (Bohrung 10175; R 71 370, H 85 410).

Gesteine: Die Schichtenfolge des Valangins beginnt mit einer Serie von hell- bis grünlichgrauen Tonsteinen, die zum Teil Toneisensteinknollen enthalten. In der Bohrung Elly 1 ist diese Folge etwa 2 m, nach den Angaben im Kartierbericht von A. BENTZ etwa 10–15 m mächtig. Neuere Aufschlüsse existieren nicht.

Darüber lagert eine Folge, die im unteren Teil zunächst aus hellgrauen, teils tonigen Feinsandsteinen und feinsandig-schluffigen Tonsteinen besteht. Sie repräsentiert den mittleren Teil des Valangins. In den nördlich anschließenden Gebieten der Blätter 3708 Gronau und 3709 Ochtrup treten zwei mächtige, durch tonig-sandige Zwischenschichten getrennte Sandsteinhorizonte auf – zuunterst der Benthaim-Sandstein, darüber der Dichotomiten-Sandstein (THIERMANN 1968). In der nur geringmächtigen Randfazies des Blattgebiets lassen sich diese Sandsteinhorizonte jedoch nicht mehr getrennt kartieren. A. BENTZ beschreibt in seinem Kartierbericht ein kleines Vorkommen von weißen Sanden und grauen, feinsandigen Tonen. Er vergleicht dieses mit den ästuarinen Ablagerungen der Kuhfeld-Schichten. Ob es sich jedoch tatsächlich um ästuarine – und damit den Kuhfeld-Schichten zugehörige – Sedimente handelt, kann aufgrund fehlender Fossilfunde nicht entschieden werden. Wahrscheinlich ist das von A. BENTZ beschriebene Vorkommen Bestandteil der marinen Randfazies des mittleren Valangins.

Nach oben geht die Schichtenfolge in dunkelgraue, schluffig-feinsandige Tonsteine und graue, teils sandige, sideritische Tonmergelsteine über. Dieser Schichtenabschnitt konnte durch die kartierbegleitende Bohrung 10175 (R 71 370, H 85 410) erschlossen werden. Eine mineralogisch untersuchte Tonmergelsteinprobe zeigte 35% Carbonat, vorwiegend Siderit und wenig Calcit, daneben Quarz und Tonminerale (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Wahrscheinlich entsprechen diese Sedimente bereits dem „Tonigen Obervalendis“, das THIERMANN (1968: 50) aus den nördlich anschließenden Blattgebieten beschreibt.

Fossilien: Mit Ausnahme einiger Funde von den Halden der früheren Gruben im Gebiet des Aufschlusses „Steenkuhle“ am Eper Berg (R 72 040, H 84 640, vgl. Kap. 3.5.1.1), die im unveröffentlichten Kartierbericht von A. BENTZ (vgl. Kap. 1) genannt werden, sind aus dem Valangin des Blattgebiets keine Fossilien bekannt. BENTZ erwähnt neben zahlreichen Austern den Ammoniten *Platylenticeras heteropleurum* (NEUMAYR & UHLIG), der für den tieferen Teil des Valangins leitend ist. Aus dem angrenzenden Raum Gronau nennen KEMPER (1961, 1976, 1992) und THIERMANN (1968) umfangreiche Faunen.

Altersstellung und Abgrenzung: Das Valangin umfaßt nach KEMPER (1973 b, 1976) eine Schichtenfolge, die biostratigraphisch vom Liegenden zum Hangenden durch Ammoniten der Gattungen *Platylenticeras*, *Polyptychites*, *Dichotomites* und *Olcostephanus* gekennzeichnet ist (vgl. Tab. 6). Die Basis des Valangins wird mit dem ersten Auftreten von *Platylenticeraten* in der Zone des *Platylenticeras robustum* (VON KOENEN) im Bereich der brackisch-marinen Mischfaunenbänke gezogen (vgl. Kap. 3.5.1.1). Für das jüngste Valangin ist das alleinige Auftreten der Tethys-Ammonitengattung *Olcostephanus* charakteristisch. Nach der früheren Gattungsbezeichnung „*Astieria*“ wird dieser Bereich auch „Astierenschichten“ genannt. Einige neuere Arbeiten ordnen die „Astierenschichten“ bereits dem Hauterive zu, jedoch ist diese Einstufung noch umstritten (vgl. MUTTERLOSE 1992: 43). Lithologisch ist der Übergang zum Hauterive nicht markant.

Verbreitung und Mächtigkeit: Valangin streicht nur in kleinen Arealen am nördlichen Blattgebietsrand bei Epe unter Quartär-Bedeckung aus und tritt am westlichen Fuß des Eper Berges zutage. Es sind dort im wesentlichen die unteren, mittleren und die tiefsten Teile der oberen Valangin-Schichtenfolge anzutreffen. Die Grenzschichten zum Hauterive fehlen, sie treten erst im Gebiet des nördlichen Anschlußblattes 3708 Gronau auf. Darüber hinaus sind Gesteine des Valangins am gesamten Nordrand des Blattgebiets im Untergrund zu vermuten. Die Valangin-Verbreitung beschränkt sich jedoch im wesentlichen auf das Gebiet nördlich der Überschiebungszone, die die Strukturen von Gronau und Ochtrup nach Süden begrenzt. Südlich davon dünnt das Valangin rasch aus und fehlt weitestgehend. In den Tiefbohrungen des Solfeldes Epe (am westlichen Blattgebietsrand südwestlich von Epe, zum Beispiel in der Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6) ist Valangin nicht nachgewiesen.

Die Mächtigkeit des Valangins dürfte im Blattgebiet 30 m nicht überschreiten. Wenig nördlich des Blattgebietsrandes schwillt sie jedoch rasch an. In Grundwassererschließungsbohrungen im Süden von Gronau beträgt sie bereits 60–80 m (SCHNEIDER 1969).

3.5.1.3 Hauterive (krh; krhu; krhG)

Im Hauterive dehnte sich der Sedimentationsraum gegenüber dem Valangin geringfügig nach Süden aus, so daß sich die Küstenlinie in den Südostteil des Blattgebiets verlagerte (vgl. WOLBURG 1954). Dennoch gehören die im Norden und Nordwesten des Blattgebiets überlieferten Sedimente zur Randfazies des Hauterives. Sie sind gegenüber den Verhältnissen in den nördlichen Anschlußgebieten 3708 Gronau und 3709 Ochtrup (THIERMANN 1968) deutlich geringmächtiger und vermutlich lückenhaft. In der Alstätter Bucht herrschten weiterhin ästuarine Verhältnisse, in denen die Kuhfeld-Schichten abgelagert wurden (vgl. Kap. 3.5.1.2). Ein häufiger Wechsel mit marinen Phasen und im höch-

sten Teil ein Übergang in ein marines Milieu sind jedoch festzustellen (HARTKOPF-FRÖDER & HERNGREEN & RUEGG 1992, HERNGREEN & HARTKOPF-FRÖDER & RUEGG 1994). Einen Überblick über Paläogeographie, Fazies und Stratigraphie des Hauterives im Westteil des Niedersächsischen Beckens geben BOIGK et al. (1960), KEMPER (1973 b, 1976, 1992), K. MEYER (1969), SCHOTT et al. (1969) und WOLBURG (1954).

Das Hauterive des Blattgebiets muß aufgrund der Aufschlußsituation im wesentlichen als ungegliederte Kartiereinheit (krh) zusammengefaßt werden. Nur am Eper Berg (Gemarkung „Am Berge“) lassen sich das Unterhauterive (krhu) und der Gildehaus-Sandstein (krhG) als Teileinheiten gesondert kartieren und darstellen. Kenntnisse über Aufbau und Schichtenfolge des Hauterives liefern im Blattgebiet die Bohrung Elly 2 (Kap. 10: Brg. 2), Tiefbohrungen im Bereich des Solfeldes Epe (insbesondere Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6), einige Flachsondierungen nördlich des Eper Berges sowie die im folgenden genannten Aufschlüsse auf dem Eper Berg.

Gesteine: Im Unterhauterive setzte sich zunächst die Ton- und Mergelsedimentation fort, die bereits im höheren Valangin begonnen hatte. Am Nordfuß des Eper Berges, an dem diese Schichten (krhu) zutage treten, wurden mittel- bis dunkelgraue, schluffige Tonsteine und sandige Schluffsteine beobachtet, die durchweg einen geringen Kalkgehalt aufweisen. Daneben treten aber auch schluffige Mergelsteine auf. Im Solfeld Epe, beispielsweise in der Bohrung Epe S64 (Kap. 10: Brg. 6), sind im unteren Teil des Hauterives graue bis dunkelgraue, mitunter auch braungraue Tonsteine mit zum Teil tonigen Sandsteininlagerungen ausgebildet.

Während sich im Solfeld Epe im höheren Hauterive die Tonsteinserie mit nur wenigen sandigen Einlagerungen fortsetzte, stellte sich im Raum nördlich von Epe mit Beginn des Oberhauterives – oder bereits etwas früher – eine grobe sandige Fazies ein, die im Gildehaus-Sandstein überliefert ist. Dieser Sandsteinhorizont ist teilweise auch als Sandstein von Losser bekannt (vgl. KEMPER 1992). Die Aufschlüsse auf dem Eper Berg zeigen einen nur sehr schwach verfestigten Sandstein, zum Teil auch einen unverfestigten Sand. Er ist schlecht sortiert, mittel- bis grobkörnig, gelbbraun bis ockerfarben. In Oberflächennähe ist er stark eisenschüssig und enthält häufig Brauneisensteinschwarten von 1–2 cm Dicke. Zur Tiefe hin nimmt der Eisengehalt etwas ab, und die Farbe wechselt zu Hellbraun bis Gelbweiß. Lagenweise ist der Sandstein stark fein- und mittelkiesig, wobei fast ausschließlich Quarzgerölle auftreten. Diese bereits seit langem bekannte und mehrfach beschriebene konglomeratische Fazies des Gildehaus-Sandsteins (z. B. HOSIUS 1860: 281; BENTZ 1927: 432; KEMPER 1976: 70, 1992: 76) wird als küstennahe Fazies aufgefaßt.

Im Hangenden des Gildehaus-Sandsteins stellt sich mit einem einige Meter mächtigen Übergangsbereich wieder eine Tonsteinserie ein. Auf den Sandstein folgt zunächst ein stark schluffiger und toniger Feinsand beziehungsweise Feinsandstein, der zu sandigen, glaukonitführenden Ton- und Tonmergelsteinen überleitet. Diese können noch vereinzelte konglomeratische Sandsteinbänke enthalten. Die Übergangsfazies ist auf dem Eper Berg (Gemarkung „Am Berge“) im Bereich der Straße zu finden, die südlich der Kammhöhe entlangführt.

Fossilien: Aus dem Hauterive des Blattgebiets sind nur wenige Makrofossilien bekannt. A. BENTZ nennt in seinem unveröffentlichten Kartierbericht (s. Kap. 1) Holzreste und schlecht erhaltene, unbestimmbare Abdrücke von marinen Muscheln aus dem

Gildehaus-Sandstein des Eper Berges (vgl. KEMPER 1976: 74). Aus sandig-glaukonitischen Tonmergelsteinen im Hangenden des Gildehaus-Sandsteins auf der Südflanke des Eper Berges beschreibt er den Belemniten *Hibolites jaculoides* SWINNERTON.

Auf der Nordflanke des Eper Berges lieferte die kartierbegleitende Sondierbohrung 30134 (R 72 550, H 85 300) eine typische Mikrofauna mit Ostracoden und Foraminiferen aus den Mergelsteinen des Unterhauterives. Folgende Arten wurden bestimmt (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Ostracoden: *Orthonotacythere diglypta* TRIEBEL, *Protocythere triplicata* (ROEMER), *P. hechti* TRIEBEL, *Cythereis senckenbergi* TRIEBEL

Foraminiferen: *Marssonella oxycona* (REUSS), *Citharina harpa* (ROEMER), *C. sparsicostata* (REUSS)

KEMPER (1963) beschreibt eine umfangreiche Mikrofauna aus der ehemaligen Ziegeleitongrube auf der Südseite des Eper Berges (R 72 500, H 84 780). In dieser Grube waren Gesteine des höchsten Hauterives und tieferen Barrêmes aufgeschlossen.

Aus dem Hauterive der Solungsbohrung Epe S64 (Kap. 10: Brg. 6) konnte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) die folgende, leitformenarme Mikrofauna bestimmen:

Foraminiferen: *Tristix acutangula* (REUSS), *Marginulina pyramidalis* (KOCH), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *subalata* (REUSS), *L. (L.) münsteri* (ROEMER), *L. (Marginulinopsis) robusta* (REUSS), *L. (M.) gracilissima* (REUSS), *Nodosaria sceptrum* REUSS, *Dentalina debilis* (BERTHELIN), *Pseudoglandulina humilis* (ROEMER), *Verneulinoides neocomiensis* (MJATLIUK)

Ostracoden: *Paracypris siliqua* JONES & HINDE, *Dolocytheridea hilseana* (ROEMER), *Protocythere hechti* TRIEBEL, *P. frankei* TRIEBEL

Neben dieser marinen Fauna enthält die unterste, unmittelbar über der Kreide-Basis entnommene Probe zahlreiche Oogonien von Charophyten und Ostracoden-Steinkerne der Familie Darwinulidae. Beides sind Organismen, die nur im Süßwasser und schwach brackischen Milieu vorkommen. Somit deutet sich dort der Faziesübergang von der marinen Fazies des Niedersächsischen Beckens in die ästuarine Fazies der Kuhfeld-Schichten an.

Altersstellung und Abgrenzung: Das Hauterive umfaßt nach KEMPER (1973 b, 1976, 1992) eine Schichtenfolge, die biostratigraphisch vom Liegenden zum Hangenden durch Ammoniten der Gattungen *Endemoceras* (Unterhauterive) und *Simbirskites* (Oberhauterive) gekennzeichnet ist (vgl. Tab. 6). KEMPER (1976) scheidet insgesamt sieben Ammonitenzonen aus.

Liegend- und Hangendgrenze des Hauterives liegen lithologisch in tonig-sandigen, teils mergeligen Sedimentfolgen und lassen sich nur biostratigraphisch exakt festlegen. Aufgrund der Aufschlußsituation ist dies im Blattgebiet jedoch nicht möglich. Der einige Meter mächtige, tonig-sandige Schichtenabschnitt oberhalb des Gildehaus-Sandsteins (krhG), der an der Südflanke des Eper Berges (Gemarkung „Am Berge“) ausstreicht, wird daher mit den darüber folgenden Tonsteinen des Barrêmes zu einer Kartiereinheit zusammengefaßt.

Die biostratigraphische Reichweite des Gildehaus-Sandsteins ist stark von den faziellen Gegebenheiten abhängig und örtlich unterschiedlich (BOIGK et al. 1960, K. MEYER

1969: 498). Er umfaßt das tiefere Oberhauterive mit den Zonen des *Simbirskites* (*Speetonicerus*) *inversum* (PAVLOW) und *Simbirskites* (*Milanowskia*) *staffi* WEDEKIND, kann aber auch schon im höchsten Unterhauterive einsetzen und bis in das höhere Oberhauterive hineinreichen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Gesteine des Hauterives streichen nur am Eper Berg (Gemarkung „Am Berge“) zutage aus. Der Gildehaus-Sandstein bildet den Kamm dieses Höhenrückens. Nach Westen und Osten wird sein Vorkommen durch Störungen begrenzt. Die Gesamtmächtigkeit des Hauterives liegt am Eper Berg bei 75 m, der Gildehaus-Sandstein umfaßt davon etwa 40 m. Darüber hinaus sind Schichten des Hauterives am Nordrand des Blattgebiets östlich des Eper Berges sowie westlich von Epe im Untergrund zu erwarten. Im Solfeld Epe (südwestlich von Epe) ist mit Mächtigkeiten bis zu 140 m zu rechnen. Zur Mitte des Blattgebiets dünnt die Schichtenfolge vermutlich rasch aus; im Südosten fehlt sie vollständig.

Aufschlüsse:

- Abgrabungen auf dem Eper Berg: in dem ehemals weit ausgedehnten, inzwischen rekultivierten Abtragungsgelände ist der Gildehaus-Sandstein nur noch an wenigen Stellen, zum Beispiel bei R 72 610, H 85 120, aufgeschlossen.
- Abgrabung am Nordwesthang des Eper Berges: eine kleine Sandgrube erschließt ebenfalls den Gildehaus-Sandstein, R 72 220, H 85 050.

3.5.1.4 Barrême (krb)

Unteres Oberneokom BENTZ 1933
Barrême THIERMANN 1968

Gegenüber dem Hauterive veränderte sich die Meeresverbreitung im Barrême nur unwesentlich. Geringe regressive Tendenzen wurden im südlichen Randbereich des Niedersächsischen Beckens beobachtet. Ein neues, strukturbestimmendes Element war jedoch der Brechte-Trog, der im Barrême erstmals als Senkungsraum Bedeutung erlangte (K. MEYER 1969). Im Zentrum des Brechte-Troges (TK 25: 3708 Gronau, 3709 Ochtrup) wurde eine über 500 m mächtige, monotone Tonsteinfolge abgelagert (THIERMANN 1968). Der Südrand dieses Troges hat auch noch die Barrême-Ablagerungen im Norden des Blattgebiets beeinflußt.

Wie bereits bei den vorher beschriebenen Unterkreide-Stufen ist auch eine weitere Untergliederung der Barrême-Schichtenfolge im Blattgebiet nicht möglich. Kenntnisse über deren Aufbau liefern Tiefbohrungen im Solfeld Epe (insbesondere Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6), einige kartierbegleitende Bohrungen und Flachsondierungen (Bohrung 10001 = Brg. 3 in Kap. 10), die Beschreibung der ehemaligen Ziegeleitongrube am Südfuß des Eper Berges (BENTZ 1927 und Kartierbericht, s. Kap. 1, KEMPER 1963) und der weiter unten erwähnte Aufschluß am Goorbach.

Gesteine: Die gesamte Barrême-Schichtenfolge ist ausgesprochen monoton aufgebaut. Sie besteht aus blau- bis dunkelgrauen, häufig schwach schluffigen, mitunter schwach kalkhaltigen oder glimmerführenden Tonsteinen. Ein charakteristisches Merkmal der Tonsteinserie sind Toneisensteingeodenlagen, die gerade im Barrême besonders zahlreich sind (WAGER & SCHNEEKLOTH in BOIGK et al. 1960). Gelegentlich treten auch

millimeterdünne Feinsandlagen oder Feinsandlinsen auf. Dickere Feinsandsteinlagen, wie sie THIERMANN (1968) zum Beispiel aus dem Oberbarrême der Blattgebiete 3708 Gronau und 3709 Ochtrup beschreibt, wurden im Blattgebiet Heek nicht beobachtet. A. BENTZ erwähnt in seinem Kartierbericht (s. Kap. 1) außerdem noch dünne, pyritreiche Bänke mit großen, flachen Tonsteingeröllen und abgerollten Belemniten, die in der ehemaligen Ziegeleitongrube am Eper Berg aufgeschlossen waren (nach KEMPER 1963 ca. R 72 500, H 84 780).

Eine mineralogisch untersuchte Tonsteinprobe aus der kartierbegleitenden Bohrung 10108 (R 74 180, H 85 430) zeigte 4% Calcit, etwa 33% Quarz, die Tonminerale Kaolinit (Fireclay), Illit und Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Minerale sowie Spuren von Feldspat und Pyrit (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fossilien: Makrofossilien sind in den Tonsteinen des Barrêmes allgemein selten (KEMPER 1976). So wurden aus dem Blattgebiet lediglich durch BENTZ (1927 und Kartierbericht, s. Kap. 1) aus der genannten ehemaligen Ziegeleitongrube am Eper Berg einige Makrofossilien bekanntgemacht. Neben einer Kümmerfauna von kleinen marinen Muscheln nennt er den Belemniten *Aulacoteuthis absolutiformis* SINZOW, der für das höhere Unterbarrême charakteristisch ist (MUTTERLOSE 1990, MUTTERLOSE & SCHMID & SPAETH 1983). Interessant sind auch die gut erhaltenen Pflanzenreste von *Nilssonia* sp. Die bei HOSIUS (1860: 281) beschriebenen Belemnitenfunde (Oxyteuthiden) aus dem Raum zwischen Ochtrup und Epe lassen sich wegen der unklaren Ortsangabe heute nicht mehr einordnen.

Die Mikrofauna des Barrêmes im Brechte-Trog ist nach KEMPER (1976: 77) eintönig und besteht vorwiegend aus sandschaligen Foraminiferen sowie Lenticulinen. Aus dem Blattgebiet liegen Mikrofaunenuntersuchungen aus der Bohrung Epe S64 (Kap.10: Brg. 6) sowie aus kartierbegleitenden Bohrungen, insbesondere Bohrung 10001 (Kap.10: Brg. 3) und Bohrung 10038 (R 75 740, H 85 510) vor. Unter anderem wurde folgende Fauna bestimmt (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Foraminiferen: *Ammobaculites rheophacoides* BARTENSTEIN, *Verneulinoides subfiliformis* BARTENSTEIN, *Citharina acuminata* (REUSS), *Vaginulina procera* ALBERS, *V. weigelti* BETTENSTAEDT, *Lenticulina (Saracenaria) forticosta* BETTENSTAEDT, *L. (Marginulinopsis) gracilissima* (REUSS), *Gaudryinella sherlocki* BETTENSTAEDT, *Epistomina (Hiltermannia) chapmani* DAM, *E. (Brotzenia) hechti* BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT & BOLLI, *Gavelinella barremiana* BETTENSTAEDT

Ostracoden: *Cythereis acuticostata* TRIEBEL

Altersstellung und Abgrenzung: Die für das Barrême leitenden Ammoniten der *Crioceras*-Gruppe sind in der im Blattgebiet und seiner Umgebung vorherrschenden Tonsteinfazies ausgesprochen selten (KEMPER 1976). Eine Zonengliederung beruht daher weitestgehend auf Belemniten der Gattungen *Praeoxyteuthis*, *Aulacoteuthis* und *Oxyteuthis*, die gemeinsam eine phylogenetische Entwicklungsreihe bilden und zehn Leitarten hervorgebracht haben (MUTTERLOSE 1983, 1990; MUTTERLOSE & SCHMID & SPAETH 1983). Während Praeoxyteuthiden und Aulacoteuthiden das Unterbarrême charakterisieren, erlangen Oxyteuthiden ab dem Oberbarrême Bedeutung. Die früher übliche Dreigliederung in Unter-, Mittel- und Oberbarrême hat MUTTERLOSE (1983) in Angleichung an international übliche Einteilungen durch Unter- und Oberbarrême ersetzt. Das Oberbarrême beginnt demnach mit dem Einsetzen von *Oxyteuthis brunsvicensis* (STROMBECK).

Lithologisch ist eine Abgrenzung des Barrêmes sowohl gegenüber den sandig-tonigen Gesteinen des höheren Hauterives als auch zu den Tonsteinen des Apts nicht möglich. Die dargestellte Barrême/Apt-Grenze ist daher zum Teil hypothetisch und konnte nur aufgrund einiger mikrofaunistisch datierter Proben aus kartierbegleitenden Bohrungen ermittelt werden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Barrême tritt nördlich von Epe an die Geländeoberfläche oder wird dort lediglich von nur wenige Meter mächtigem Quartär überdeckt. Eine schmale tektonische Scholle, in der Barrême-Gesteine anstehen, reicht vom nördlichen Rand des Blattgebiets östlich der Bundesstraße B474 über die Gemarkung Riekenhof nach Südosten. Größere Barrême-Vorkommen unter geringmächtiger Quartär-Bedeckung gibt es auf der Südflanke des Eper Berges (Gemarkung „Am Berge“) sowie nordöstlich davon am nördlichen Blattgebietsrand zwischen Eper Berg und der Autobahn A 31 (Horner Mark). Alle genannten Vorkommen sind tektonisch begrenzt. Die Mächtigkeit der Barrême-Schichten in diesem Gebiet ist schwer abzuschätzen, da vollständige Aufschlüsse fehlen und die starke tektonische Beanspruchung vermutlich ein falsches Mächtigkeitsbild vortäuscht. Maximal ist mit etwa 270 m zu rechnen, wahrscheinlich ist die tatsächliche Mächtigkeit jedoch geringer.

Barrême ist ebenfalls im Solfeld Epe westlich von Epe nachgewiesen (siehe Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6). Dort erreicht diese Stufe eine Mächtigkeit zwischen 40 und 75 m. Wie bei den vorhergehenden Unterkreide-Stufen dünnt auch das Barrême zur Blattgebietsmitte hin aus und fehlt vermutlich im Südosten vollständig.

Aufschluß:

– Bachbett des Goorbaches südlich der Goorbrücke, R 74 530, H 85 200

3.5.1.5 Apt (krp)

Oberes Oberneokom BENTZ 1927

Apt THIERMANN 1968

Auch im Apt blieb die zuvor beschriebene paläogeographische Konstellation im großen und ganzen unverändert. Während sich am Westrand des Niedersächsischen Beckens und in der Alstätter Bucht transgressive Tendenzen bemerkbar machten (SCHOTT et al. 1969, K. MEYER 1969), verblieb das Blattgebiet – wie bereits zuvor – im Randbereich der Meeresverbreitung. Im Brechte-Trog, dessen Südrand das Blattgebiet beeinflusste, wurde weiterhin eine mächtige Ton- bis Tonmergelsteinserie gebildet.

Die Schichtenfolge des Apts ist wie die Schichtenfolge des Barrêmes recht monoton und läßt sich vorwiegend nur faunistisch gliedern. Da aber geeignete Aufschlüsse im Blattgebiet fehlen, muß eine detaillierte Untergliederung – wie auf den nördlichen Nachbarblättern (THIERMANN 1968) – unterbleiben. Lediglich der Fazieskörper des Rothenberg-Sandsteins (krp-IR), der über die Apt/Alb-Grenze hinwegreicht, kann gesondert dargestellt werden (vgl. Kap. 3.5.1.6.1).

Kenntnisse über die Schichtenfolge des Apts liefern für das Blattgebiet die Tiefbohrungen im Solfeld Epe (s. Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6) sowie einige kartierbegleitende Flachsondierungen. Aufschlüsse existieren innerhalb des Blattgebiets nicht. Allerdings liegen ausführliche Beschreibungen des Apts aus der Tongrube der ehemaligen

Ziegelei Borges (TK 25: 3708 Gronau, R 77 700, H 85 900, heute Sondermülldeponie) vor, die nur wenige hundert Meter nördlich des Blattgebietsrandes liegt (THIERMANN 1968, 1969; KEMPER 1976). Geologische Untersuchungen im Umfeld der heutigen Sondermülldeponie haben weitere Hinweise geliefert.

Gesteine: Die Ablagerungen des Apts bestehen aus graublauen Tonsteinen, die fast durchgehend einen geringen Kalkgehalt aufweisen. Mehr oder weniger kontinuierlich nimmt der Kalkgehalt von unten nach oben langsam zu, so daß sich allmählich Mergelton- bis Tonmergelsteine einstellen. Teilweise sind diese Gesteine schluffig bis sandig, schwach glimmerhaltig und vor allem in den höheren Profilabschnitten immer deutlich glaukonitführend. Lagen von Toneisensteingeoden kommen vor, sind aber nicht mehr so häufig und so charakteristisch wie im Barrême. Teilweise werden diese durch braungraue, manchmal konglomeratische, glaukonitreiche Lagen vertreten, die durch ein kalkig-sideritisches Bindemittel verfestigt sind (THIERMANN 1968, KEMPER 1976). Solche für den nachfolgend beschriebenen Rothenberg-Sandstein typischen und dort als mächtige Glaukonit-Siderit-Bänke (s. Kap. 3.5.1.6.1) auftretende Lagen sind in der Tonsteinserie vereinzelt als dünne Bänder zu beobachten. Eine Besonderheit bildet der sogenannte „Blätterton“, der von THIERMANN (1968: 72) aus dem höheren Unterapt beschrieben wird. Es ist ein blättrig-feinschichtiger, dunkelgrauer bis schwarzer, schwach bituminöser, pyrrhaltiger Tonstein, der vermutlich in einem sauerstoffarmen, euxinischen Milieu abgelagert wurde.

Fossilien: Im Gegensatz zum vergleichsweise fossilarmen Barrême ist das Apt im südlichen Emsland und im nordwestlichen Münsterland nach KEMPER (1976) ausgesprochen fossilreich. Es ist wohl überwiegend dem glaukonitischen Randfaziesgürtel zuzurechnen, der nach KEMPER & ZIMMERLE (1982) durch eine arme, aber lokal großwüchsige Mikrofauna und Großammoniten mit Sideritsteinkernen gekennzeichnet ist. Zahlreiche Ammoniten, Belemniten, Seeigel, Austern und andere Fossilgruppen sind bekannt. Wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse sind aus dem Blattgebiet jedoch keine Makrofossilfunde bekannt. Es sei an dieser Stelle daher auf die ausführlichen Faunenbeschreibungen und Fossilisten zu den Apt-Aufschlüssen in den benachbarten Blattgebieten 3708 Gronau, 3709 Ochtrup und 3807 Alstätte bei BENTZ (1933), THIERMANN (1968, 1969) und KEMPER (1963, 1964, 1976) verwiesen. Insbesondere aus der nahe dem nördlichen Blattgebietsrand gelegenen Tongrube der ehemaligen Ziegelei Borges ist eine umfangreiche Fauna des Oberapts bekanntgemacht worden.

Eine Mikrofauna des Apts wurde lediglich an Proben aus der Solungsbohrung Epe S64 (Kap. 10: Brg. 6) bestimmt (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Unter anderem konnte folgende Foraminiferenfauna nachgewiesen werden:

Globigerina infracretacea GLAESSNER, *Dentalina distincta* REUSS, *Textularia foeda* REUSS, *Lenticulina (Astacolus) cf. schloenbachi* (REUSS)

Eine ausführliche Darstellung der Apt-Mikrofauna in Aufschlüssen aus der Umgebung des Blattgebiets gibt KEMPER (1963).

Altersstellung und Abgrenzung: Nach KEMPER (1973 c) gliedert sich das Apt in sieben Ammonitenzonen. Daneben haben Belemniten der Gattung *Neohibolites* mit *Neohibolites ewaldi* (STROMBECK) und anderen Arten große Bedeutung als Leitfossilien.

Die Tonsteinserie des Apts, die ohne erkennbaren lithologischen Wechsel aus dem Barrême überleitet, reicht vom tiefen Unterapt (*Prodeshayesites*-Zone) bis zur *Parahoplites-nutfieldi*-Zone des Oberapts. Mit der jüngsten Ammonitenzone des Oberapts (*Hypacanthoplites-jacobi*-Zone) setzt bereits die Fazies des Rothenberg-Sandsteins ein (s. Kap. 3.5.1.6.1).

Verbreitung und Mächtigkeit: Apt tritt am nördlichen Blattgebietsrand zwischen dem Fürstenbusch und der Hornebecke sowie am Goorbach zutage. Es ist teilweise unmittelbar an der Geländeoberfläche zu finden oder von nur geringmächtigen Quartär-Ablagerungen (häufig weniger als 2 m) verdeckt. Ebenso ist es im Solfeld Epe nachgewiesen. Ähnlich wie die Hauterive- und Barrême-Vorkommen dürfte die Apt-Verbreitung auf den Westen und Norden des Blattgebiets beschränkt sein. Die Mächtigkeit der Tonsteinserie des Apts – ohne den Rothenberg-Sandstein – beträgt am westlichen Rand des Blattgebiets (Solfeld Epe) etwa 110–130 m. Am Nordrand ist sie wegen der komplizierten tektonischen Situation und fehlender Aufschlüsse nur schwer abzuschätzen. Analog zu den von THIERMANN (1968, 1969) angegebenen Apt-Mächtigkeiten für die nördlichen Anschlußgebiete dürfte dort aber eine ähnliche Größenordnung anzunehmen sein. Vermutlich wird sie 150 m nicht übersteigen.

3.5.1.6 Alb (krl)

Gault (Alb) BENTZ 1933

Alb THIERMANN 1968

Mit dem Alb änderte sich die paläogeographische Situation grundlegend. Das Meer dehnte sich über die bisherigen, während der tieferen Unterkreide im großen und ganzen konstanten Umriss des Niedersächsischen Beckens aus und griff nach Süden auf die Rheinische Masse über. Die Küstenlinie verschob sich dabei im Verlauf des Albs sukzessiv nach Süden. Sie erreichte im Oberalb das nördliche Ruhrgebiet und südöstliche Münsterland (SCHUSTER & WOLBURG 1962, FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Mit der Küstenverlagerung verschoben sich auch die Fazieszonen: eine randnahe, glaukonitisch-sandige Fazies machte im küstenferneren Gebiet einer Mergelsteinfazies Platz (vgl. FRIEG & HISS & KAEVER 1990).

Im Verlauf des Albs änderte sich der Charakter der Sedimente. Während bisher in der Unterkreide überwiegend Tonsteine und nur teilweise Tonmergelsteine abgelagert wurden, nahm nun der Kalkgehalt der Sedimente stetig zu. Dunkle Ton- und Tonmergelsteine wurden allmählich von hellen Mergel- und Kalkmergelsteinen abgelöst.

Nach der Gesteinszusammensetzung und nach paläontologischen Kriterien ist im Blattgebiet eine Unterteilung der Alb-Schichtenfolge in die sandig-tonige Fazies des Rothenberg-Sandsteins (krl-IR, s. Kap. 3.5.1.6.1), die tonig-mergeligen Ablagerungen des höheren Unter- und Mittelalbs (krlu-m, s. Kap. 3.5.1.6.2) und die hellen Mergelsteine (Flammenmergel) des Oberalbs (krl0, s. Kap. 3.5.1.6.3) möglich. Obwohl Alb-Sedimente in einigen Bereichen des Blattgebiets unmittelbar an der Geländeoberfläche vorkommen, sind Aufschlüsse selten. Die Kenntnisse über den Aufbau der Schichtenfolge beruhen daher weitgehend auf Bohrungen und Sondierungen.

3.5.1.6.1 Rothenberg-Sandstein (krp-IR)

Rothenberg-Sandstein THIERMANN 1968

Der im nordwestlichen Münsterland verbreitete Rothenberg-Sandstein des höchsten Apts und tiefsten Albs ist das erste Anzeichen für den Beginn der Transgression. Mit ersten Überflutungen und einer Belebung des Reliefs im festländischen Hinterland setzte eine verstärkte Erosion ein. Erodirtes, gröberklastisches Material wurde im Randbereich des Niedersächsischen Beckens sedimentiert und bildet heute den Fazieskörper des Rothenberg-Sandsteins. Zugleich ist dieser Sandsteinhorizont der letzte Hinweis auf die noch nahegelegene Küste, ehe sich diese ab dem höheren Unteralb nach Süden verlagert.

Der Horizont des Rothenberg-Sandsteins ist im Blattgebiet nur durch drei kartierbegleitende Bohrungen belegt und darüber hinaus in einigen Flachsondierungen erkannt worden. Beschrieben ist er jedoch aus dem Bereich der ehemaligen Ziegelei Borges, die nahe dem nördlichen Blattgebietsrand im Bereich des Blattes 3708 Gronau liegt (R 77 700, H 85 900, vgl. KEMPER 1964, 1976; THIERMANN 1968, 1969). Dort war er in jüngerer Zeit bei Erdarbeiten nochmals zugänglich. Morphologisch tritt der Rothenberg-Sandstein im Blattgebiet nicht hervor.

Gesteine: Im Gegensatz zu seiner Typlokalität am Rothenberg östlich von Ochtrup (TK 25: 3709 Ochtrup, s. WOLBURG 1954; THIERMANN 1968, 1969) kommt der Rothenberg-Sandstein im Blattgebiet nur mit seiner tonigen Randfazies vor. Der am Rothenberg bis zu 200 m mächtige Sandsteinkörper dünnt nach Westen stark aus, wird insgesamt toniger und verzahnt sich mit Tonsteinen. So ist im Blattgebiet eine Wechselfolge aus teilweise konglomeratischen Sandsteinbänken und sandig-glaukonitischen Tonsteinen ausgebildet.

Die Tonsteine sind in der Regel schluffig, mehr oder weniger stark sandig und führen gelegentlich auch einzelne Feinkiese. Teilweise gehen sie in tonig-feinsandige Schluffsteine über. Immer sind sie glaukonitisch bis stark glaukonitisch und kalkhaltig. Ihre Farbe ist mittel- bis dunkelgrau.

Die eingelagerten Sandsteinbänke können unterschiedlich ausgebildet sein. Häufig sind bis zu 0,5 m mächtige, feste bis splittrig-harte, braungraue, manchmal konglomeratische, glaukonitreiche Schluff- bis Sandsteinbänke. Sie haben eine dichte, kalkig-sideritische Matrix, die durch Verwitterung teilweise rötlichbraun verfärbt sein kann. Außerdem führen sie bis zu 1 cm große Gerölle, überwiegend Quarz, teilweise aber auch grüne, graue oder braune Tonsteine. Gelegentlich kommen auch Kohlebröckchen (wohl karbonischer Herkunft) sowie größere kohlige Holzreste (Treibholz) vor. Eine kohlenpetrographisch untersuchte Treibholzprobe aus dem Bereich der ehemaligen Ziegeleitongrube Borges (Untersuchung A. VIETH-REDEMANN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) spiegelt den Reifegrad des Rothenberg-Sandsteins wider. Sie zeigt eine Inkohlung im Weichbraunkohlen-Stadium.

Die zuvor genannten Sandsteinbänke sind für den Rothenberg-Sandstein typisch und wurden als Glaukonit-Siderit-Bänke beschrieben (THIERMANN 1968, KEMPER 1976). Neben diesen kommen aber auch schwach verfestigte, 0,5 – 1 m mächtige Lagen von grau-grünem, schwach tonigem Glaukonitsand vor. Auch diese Lagen können schwach konglomeratisch sein.

Fossilien: Makrofossilien aus dem Bereich des Rothenberg-Sandsteins sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Die kartierbegleitenden Bohrungen 10039 (R 76130, H 85100), 10102 (R 76610, H 85430) und 10109 (R 74470, H 84610) führten eine stratigraphisch wenig signifikante, arme Mikrofauna mit vorwiegend sandschaligen Foraminiferen. Lediglich *Textularia foeda* REUSS und *Reophax minuta* TAPPAN sind für das höhere Apt und Alb typische und dort häufig auftretende Foraminiferen.

Altersstellung: Die stratigraphische Stellung des Rothenberg-Sandsteins war lange Zeit umstritten. Während BÄRTLING (1908, 1925) ihn an die Basis des Gaults, also in das Unteralb stellte, vermuteten BENTZ (1927: 453) und BÄRTLING & BENTZ (1929) ein Unterapt-Alter. Erst WOLBURG (1954) konnte durch Mikrofossiluntersuchungen im Bereich der Typlokalität feststellen, daß die Vertikalverbreitung des Rothenberg-Sandsteins vom höchsten Apt bis in das tiefe Unteralb reicht (vgl. THIERMANN 1968: 78). Nach KEMPER (1964) setzen im Aufschluß der Ziegelei Borges (TK 25: 3708 Gronau) glaukonitische und sideritische Sandsteinbänke in der *Parahoplites-nutfieldiensis*-Zone des Oberapts ein (vgl. Tab. 6). Diese sandigen Einschaltungen innerhalb der Apt-Tonsteinfazies entsprechen dem tieferen Teil des Rothenberg-Sandsteins. Seine Hangendgrenze wird innerhalb der Leymeriellen-Schichten des Unterapts (*Leymeriella-tardefurcata*- und *Leymeriella-regularis*-Zone nach KEMPER 1973 c) angenommen.

Abgrenzung: Eine sichere biostratigraphische Abgrenzung des Rothenberg-Sandsteins ist im Blattgebiet nicht möglich. Lithologisch ist er in Flachsondierungen durch seinen Sandsteinanteil, die Glaukonit- und Quarzgeröllführung und häufig durch seine braunen Verwitterungsfarben gut zu erkennen und gegenüber den dunkelgrauen Tonsteinen des Liegenden und Hangenden abgrenzbar.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Rothenberg-Sandstein in seiner tonig-sandigen Randfazies ist nur am Nordrand des Blattgebiets zwischen der Gemarkung „Am Berge“ und dem Fürstenbusch nachweisbar. Er wird dort etwa 30 m mächtig. In den Bohrungen des Solfeldes Epe (z.B. Bohrung Epe S64, s. Kap. 10: Brg. 6) finden sich keinerlei Anzeichen für verstärkte sandige Schüttungen im Apt/Alb-Grenzbereich, die diesem Sandsteinhorizont entsprechen würden. Dort ist der Rothenberg-Sandstein somit nicht ausgebildet. Im südwestlichen Nachbarblattbereich 3907 Ottenstein und teilweise auch im Gebiet von Blatt 3807 Alstätte ist er hingegen wieder vorhanden (BENTZ 1927, 1930 a, 1933). Möglicherweise reicht dieses Vorkommen auch noch auf den Südwesten des Blattgebiets herüber. Da Alb dort jedoch nur im tieferen Untergrund zu erwarten ist und Aufschlüsse fehlen, läßt sich über die mögliche Verbreitung des Rothenberg-Sandsteins in diesem Bereich keine Aussage machen.

3.5.1.6.2 Unter- und Mittelalb (krlu-m; krlm)

Unteralb, Mittelalb THIERMANN 1968

Als ungliedertes Unter- und Mittelalb (krlu-m) werden die tonig beziehungsweise mergelig entwickelten Leymeriellen-, *minus*- und Teile der *splendens*-Schichten im Sinne von THIERMANN (1968) zusammengefaßt. Die auf dem westlichen Nachbarblattgebiet 3807 Alstätte (BENTZ 1933) getrennt dargestellte und auch bei THIERMANN (1968) im einzelnen beschriebene Schichtenfolge wird im Blattgebiet lediglich durch wenige Bohrungen und Sondierungen erschlossen. Sie ist somit lithologisch und paläontologisch nur

punktuell belegt. Diese sporadischen Nachweise verbieten eine weitere Unterteilung. Morphologisch treten die Schichten nicht in Erscheinung. Das Vorkommen, das in der nordwestlichen Blattgebietsecke unter Quartär-Bedeckung ausstreicht, ist jedoch eindeutig dem Mittelalb zuzuordnen. Entsprechend wird dort Mittelalb (krlm) dargestellt.

Gesteine: Über dem Horizont des Rothenberg-Sandsteins folgen zunächst dunkelgraue, glimmerführende, schwach verfestigte Tonsteine mit einzelnen dünnen, flaserigen bis linsenförmigen Feinsandeinlagerungen aus Quarz- und Glaukonitkörnern. Sie entsprechen den Leymeriellen-Schichten (Unterhalb) im Sinne von THIERMANN (1968). Zum Hangenden wird diese Folge allmählich heller und geht in kalkige Tonsteine bis Tonmergelsteine über, die den *minimus*-Schichten (Mittelalb) entsprechen. Diese sind teilweise etwas sandig und führen gelegentlich große, grüne Glaukonitkörner. Die Carbonatgehalte können bis zu Werten um 30 % ansteigen. Ein darin eingelagerter sandiger Horizont, der dem im Raum Alstätte (BENTZ 1933) und am Ochtruper Berg (THIERMANN 1968, 1969) nachgewiesenen *minimus*-Grünsand entsprechen würde, ist aber weder durch die Kartierung von BENTZ (s. Kap. 1) noch durch die Neukartierung festgestellt worden. Ohne eine lithologische Grenze erkennen zu können, folgt darüber das Niveau der *splendens*-Schichten. Die Tonmergelsteine werden zunehmend heller und gehen von grauen zu hellgrauen bis grünlichgrauen Farben über. Auffällige Glaukonit- und Sandgehalte werden dort nicht mehr beobachtet; THIERMANN (1968) beschreibt jedoch dünne karbonatische Mehlsandlagen mit Glimmeranteilen sowie Pyritkonkretionen.

Fossilien: Makrofossilien des Unterhalb sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt, solche des Mittelalbs sind selten. Es wurde das Bruchstück eines Ammoniten im Bohrklein der Solungsbohrung Epe S62 bei Teufe 195 m gefunden (R 69 747, H 81 979). Wahrscheinlich handelt es sich um einen *Hoplites (Hoplites) dentatus* (SOWERBY). Ein besonders charakteristisches Fossil ist der für die *minimus*-Schichten namengebende Belemnit *Neohibolites minimus* (MILLER). Er kommt relativ häufig vor und wurde sogar gelegentlich im Bohrstock gefunden.

Mikrofaunen des Unter- und Mittelalbs konnte K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) in Proben aus der kartierbegleitenden Sondierung 3080 (R 75 337, H 84 525) und aus Bohrungen des Solfeldes Epe nachweisen (u.a. Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6). Unter anderem wurden folgende Foraminiferen- und Radiolarienarten bestimmt:

Foraminiferen: *Textularia foeda* REUSS, *Arenobulimina* spp., *Pleurostomella obtusa* BERTHELIN, *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN)

Radiolarien: *Dicolocapsa* sp., *Dictyomitra* sp.

Alle genannten Foraminiferen sind Arten, die in der Unterkreide größere stratigraphische Reichweiten besitzen. Lediglich *Textularia foeda* geht nicht über das Mittelalb hinaus, während die übrigen Arten auch noch in jüngeren Schichten beobachtet wurden (BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT 1962). Die Radiolarien *Dicolocapsa* sp. und *Dictyomitra* sp. sind im Unter- und Mittelalb relativ selten.

Neben den genannten Mikrofossilien werden immer wieder zahlreiche Inoceramenschalen-Bruchstücke oder einzelne Calcitprismen von vollständig zerfallenen Inoceramenschalen beobachtet. Diese sind nach ELSTNER & KEMPER (1989: 56) sowie KEMPER (1989: 460) teilweise für das Unterhalb, besonders aber für das Mittelalb charakteristisch.

Dabei dürfte es sich um Reste des leitenden Inoceramen *Inoceramus (Birostrina) concentricus* PARKINSON handeln.

Altersstellung und Abgrenzung: Die tonig-mergelige Schichtenfolge des Unter- und Mittelalbs setzt nach KEMPER (1973 c) etwa in der *Leymeriella-regularis*-Zone, spätestens jedoch in der *Douvillicerias-mammillatum*-Zone (Unteralb) ein. Unter- und Obergrenze des Mittelalbs werden nach OWEN (1979, 1984a, 1984b) ebenfalls durch Ammoniten definiert. Das Mittelalb umfaßt die *Hoplites-(Hoplites)-dentatus*- bis *Euhoplites-lautus*-Zone. Lediglich aus der erstgenannten Zone liegt, wie bereits erwähnt, ein Ammonitenfund vor. Ein charakteristisches und häufig vorkommendes Leitfossil des Mittelalbs ist der Belemnit *Neohoplites minimus* (MILLER), der mehrfach im Blattgebiet nachgewiesen wurde.

Lithologisch ist lediglich die Liegendgrenze dieser Kartiereinheit einigermaßen sicher zu ermitteln. Im Hangenden gibt es hingegen einen fließenden Übergang von den grauen Tonmergelsteinen des Mittelalbs zu den helleren, carbonatreicheren Mergelsteinen des Oberalbs.

Verbreitung und Mächtigkeit: Über die Mächtigkeit des Unter- bis Mittelalbs im Blattgebiet liegen nur wenige verlässliche Angaben vor. Im Solfeld Epe, wo mikropaläontologische Daten noch am ehesten eine Mächtigkeitsabschätzung zulassen, dürften 60–120 m Unter- und Mittelalb vorhanden sein (vgl. Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6). Die Mächtigkeitsangabe ist aber unsicher, weil die vorliegenden Spülproben durch Nachfall verunreinigt sind und keine exakte Abgrenzung ermöglichen. Am Nordrand des Blattgebiets dürften die Mächtigkeiten etwas höher liegen – sie werden auf etwa 150–170 m geschätzt. Zur südöstlichen Ecke des Blattgebiets hin dünnt die Schichtenfolge wahrscheinlich auf weniger als 50 m aus.

3.5.1.6.3 Oberalb (Flammenmergel) (krlo)

Flammenmergel BENTZ 1933, THIERMANN 1968

Gesteine: Mit fließenden Übergängen zu den liegenden und hangenden Schichten folgt im Oberalb der Flammenmergel. Die Schichtenfolge besteht aus hellgrauen, teilweise auch mittelgrauen und schwach grünlichgrauen Mergel- und Kalkmergelsteinen. Sie sind überwiegend homogen und schichtungslos, weisen jedoch häufig eine charakteristische, unregelmäßig geflammte bis schlierige Hell-Dunkel-Färbung auf, die gelegentlich durch Pyrit- und kieselige Anreicherungen verstärkt wird. Sie geht auf die Tätigkeit bodenwühlender Organismen zurück und verleiht der Schichtenfolge den Namen „Flammenmergel“.

Der Kalkgehalt nimmt innerhalb der Schichtenfolge des Oberalbs vom Liegenden zum Hangenden weiter zu. Während im tieferen Abschnitt noch Werte um 30% ermittelt wurden, steigen sie im oberen Teil auf durchschnittlich 60% an. Dort können auch einzelne Kalkkonkretionen oder dünne Mergelkalksteinbänkchen auftreten, die bis zu 80% Calciumcarbonat aufweisen. Feste knollige Bänke aus kieseligem Kalkstein, wie sie BENTZ (1933) aus dem Blattgebiet 3807 Alstätte beschreibt, wurden nicht beobachtet.

Einige mineralogisch untersuchte Proben aus einer kartierbegleitenden Kernbohrung, die den jüngeren Abschnitt des Oberalbs durchsunken hat (Bohrung 10172, Fürsten-

busch, R 77 680, H 85 260), zeigten neben Calcit die Bestandteile Quarz, Illit, Montmorillonit und Kaolinit und nur gelegentlich Spuren von Feldspat, Apatit und Pyrit (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Fossilien: Nur wenige, dafür aber stratigraphisch signifikante Makrofossilien des Oberalbs sind aus dem Blattgebiet bekannt. In der westlich von Epe abgeteufte kartierbegleitende Bohrung 10002 (vgl. Kap. 10: Brg. 4) wurde bei 24 m Teufe ein *Inoceramus (Birostrina) sulcata* PARKINSON gefunden. In der Bohrung 10172 fanden sich mehrere Exemplare von *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY).

Mikrofaunenbestimmungen des Oberalbs liegen aus den zuvor genannten und einigen anderen kartierbegleitenden Bohrungen sowie aus Tiefbohrungen im Solfeld Epe vor (u. a. Bohrung Epe S64, Kap. 10: Brg. 6). Unter anderem wurden folgende Arten nachgewiesen (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Foraminiferen: *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Pleurostomella obtusa* BERTHELIN, *Sigmoilina antiqua* (FRANKE), *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN), *Globotruncana infracretacea* GLAESSNER, *Arenobulimina* spp.

Radiolarien: *Dicolocapsa* sp., *Dictyomitra* sp.

Gegenüber dem Mittelalb unterscheidet sich die Fauna im wesentlichen durch das beständige Auftreten von *Dorothia gradata* (BERTHELIN) und *Sigmoilina antiqua* (FRANKE) – diese Foraminiferen können nach BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT (1962) allerdings auch schon früher auftreten – sowie durch eine große Häufigkeit der Radiolarien *Dicolocapsa* sp. und *Dictyomitra* sp.

Altersstellung und Abgrenzung: Nach OWEN (1984 a, 1984 b) beginnt das Oberalb nach der Ammonitengliederung mit der *Dipoloceras-cristatum*-Subzone, die zudem durch das Auftreten von *Inoceramus (Birostrina) sulcata* PARKINSON gekennzeichnet ist (STOLLEY 1937; OWEN 1979, 1984 a, 1984 b; ELSTNER & KEMPER 1989). Dieser Inocerame ist im Blattgebiet aus der kartierbegleitenden Bohrung 10002 überliefert, so daß sich hierdurch ein sicherer Anhaltspunkt für das tiefe Oberalb ergibt. Früher wurde in der englischen Gliederung die *Dipoloceras-cristatum*-Subzone noch dem Mittelalb zugerechnet (STOLLEY 1937: 63). STOLLEYS Gegenüberstellung mit der norddeutschen Gliederung zeigt, daß dieser stratigraphische Bereich und auch die nächstjüngere Ammonitenzone noch durch den „oberen *minimus*-Ton“ vertreten werden. Die Basis des eigentlichen Flammenmergels liegt bei STOLLEY (1937) somit etwas höher, als es der heutigen Oberalb-Basis entspricht. Allerdings beginnt der Flammenmergel in seiner charakteristischen kieselig-bioturbaten Fazies nicht überall im gleichen stratigraphischen Niveau (KEMPER 1973 c). Durch diese verwirrende stratigraphische und fazielle Nomenklatur erklärt sich auch die Diskrepanz, daß THIERMANN (1968: 81) das Vorkommen von *Inoceramus (Birostrina) sulcata* PARKINSON bereits aus dem Mittelalb (*splendens*-Ton) beschreibt.

Das höhere Oberalb ist vor allem durch zahlreiche Austern der Art *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY) gekennzeichnet (ELSTNER & KEMPER 1989, FRIEG & KEMPER 1989). Exemplare dieser Auster wurden auch im Blattgebiet nachgewiesen.

Lithologisch ist die Basis des Oberalbs nicht markant. *Splendens*-Schichten und Flammenmergel sind Faziesseinheiten, die fließend ineinanderübergehen und lithologisch nicht exakt begrenzbar sind (vgl. BÄRTLING 1908, BENTZ 1933, THIERMANN 1968). Ebenso gehen

die kalkreichen Mergel des Flammenmergels im Hangenden fließend in den Cenoman-Mergel über. Eine Abgrenzung ist auch hier nur faunistisch – beispielsweise mit Mikrofaunen – durchführbar (FRIEG & KEMPER 1989).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Oberalb-Schichtenfolge ist nur schwer abzuschätzen. Wahrscheinlich liegt sie im gesamten Blattgebiet bei etwa 80 m, so wie BENTZ (1933) dies für den Bereich des Blattes 3807 Alstätte annimmt, und steht damit in Einklang mit der bei SCHUSTER & WOLBURG (1963) beschriebenen Oberalb-Mächtigkeit in der Bohrung Burgsteinfurt 1. Nur nach Südosten dürfte sie etwas geringer werden und dem allgemeinen Trend einer Mächtigkeitsabnahme in Richtung auf das zentrale Münsterland folgen (vgl. SCHUSTER & WOLBURG 1962, 1963).

3.5.2 Oberkreide

Abgesehen vom Nordwesten und Norden des Blattgebiets bilden Gesteine der Oberkreide den oberflächennahen Festgesteinsuntergrund oder stehen unmittelbar an der Geländeoberfläche an. Ablagerungen der Stufen Cenoman bis Untercampan sind vorhanden. Während der Oberkreide-Zeit gehörte das Blattgebiet zum Münsterländer Kreide-Becken. Mit der beginnenden Inversion des Niedersächsischen Beckens (BOIGK 1968, BETZ et al. 1987, vgl. Kap. 4.4) senkte sich das Münsterländer Kreide-Becken auf der Rheinischen Masse als subsequenter Randtrogtrog im Sinne von VOIGT (1963) stark ein und nahm eine mächtige oberkretazische Sedimentserie auf. Der heutige, erosionsbedingte Außenrand des Beckens wird durch den Ausbiß von Cenoman und Turon markiert, der das Blattgebiet quert. Während Sedimente der Stufen Cenoman bis Untersanton bei schwachem Einfallen nach Südosten nur in einem schmalen Streifen an der Festgesteinsoberfläche austreichen (vgl. Kap. 4, Abb. 9), sind das höhere Santon und das Untercampan bei überwiegend flacher Lagerung weit verbreitet.

Obwohl Oberkreide-Ablagerungen teilweise an der Geländeoberfläche anstehen, sind Aufschlüsse im Blattgebiet ausgesprochen selten oder fehlen für manche Kartiereinheiten vollständig. Die Kenntnisse über die oberkretazische Schichtenfolge beruhen daher weitestgehend auf Bohrungsdaten. Makrofossilien, die eine biostratigraphische Datierung ermöglichen würden, sind selten. Grundlage der biostratigraphischen Alterseinstufung sind Mikrofaunen – im wesentlichen benthonische Foraminiferen –, deren stratigraphische Reichweiten vorzugsweise nach HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) ermittelt wurden (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; vgl. Tab. 7).

In einigen Abschnitten der Oberkreide ist die mikropaläontologische Datierung der Schichten mittels Foraminiferen allerdings problematisch. So sind zum Beispiel die Schichten des höheren Santons und des Untercampan im Blattgebiet teilweise sehr stark sandig entwickelt. In dieser Fazies fehlen viele der bei HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) angeführten und für die normale Mergelsteinfazies typischen Leitarten. Auch sind faziesabhängige Veränderungen der stratigraphischen Reichweiten einzelner Foraminiferenarten nicht auszuschließen. Daß es Diskrepanzen zwischen der Makrofossilstratigraphie und der Foraminiferengliederung im Sinne von HILTERMANN & KOCH (1962) geben kann, haben bereits ARNOLD & WOLANSKY (1964) und zuletzt KAEVER & LOMMERZHEIM (1991) erwähnt. Die Korrelation mikrofaunistischer Altersdaten mit Ammoniten oder anderen Leitfossilien ist wegen der Makrofossilarmut bisher jedoch noch nicht

zufriedenstellend gelöst. Es ist somit möglich, daß die auf mikrofaunistischer Basis vorgenommenen Einstufungen chronostratigraphisch nicht immer exakt sind.

Tabelle 7 zeigt die Gliederung der Oberkreide im Blattgebiet sowie deren biostratigraphische Grundlagen. In der Spalte „wichtige Leitfossilien“ ist eine Auswahl von Zonen-

Tabelle 7
Gliederung der Oberkreide

		Alter (Mio. Jahre) (nach HARLAND et al. 1990)	Blattgebiet Heek		wichtige Leitfossilien der nordwestdeutschen Oberkreide (Auswahl)	
					Cephalopoden	Inoceramen
Oberkreide	Campan Unter-	83,0	krca2	Oberes Untercampan	<i>Gonioteuthis quadrata</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Endocostea)</i> <i>balticus</i> BOHM
			krca1	Unteres Untercampan	<i>Platiceras bidorsatum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Sphenoceras)</i> ex gr. <i>lingua/patootensiformis</i>
	Santon Ober- Mittel- Unter-	86,6	krca4	verschiedene Fazies- bereiche, ungegliedert	<i>Gonioteuthis granulata</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Sphenoceras)</i> <i>pinniformis</i> WILLET
			krca2-3	z. T. Schicht- lücke	<i>Gonioteuthis westfalica</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cordiceramus)</i> <i>cordiformis</i> SOWERBY
			krca1		<i>Texanites texanum</i> (ROEMER)	<i>Inoceramus (Cladoceras)</i> <i>undulaticatus</i> ROEMER
	Coniac Mittel- Unter-	88,5	krcc	Emscher- Mergel	<i>Gonioteuthis westfalica</i> <i>praewestfalica</i> ERNST & SCHULZ	<i>Inoceramus (Magadiceramus)</i> <i>subquadratus</i> SCHLÜTER
					<i>Gauthiericeras margae</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Volviceras)</i> <i>involutus</i> SOWERBY
	Turon Ober- Mittel- Unter-	90,4	krt	ungegliedert (<i>Conulus</i> -Fazies)	<i>Peroniceras tridorsatum</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Cremnoceras)</i> <i>deformis</i> MEEK
					<i>Subprionocyclus neptuni</i> (GEINITZ)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>costellatus</i> WOODS
					<i>Collignoniceras woollgari</i> (MANTELL)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>lamarcki</i> PARKINSON
	Cenoman Ober- Mittel- Unter-	90,4	krc	ungegliedert Cenoman-Kalk mit <i>plenus</i> -Schichten Cenoman-Pläner Cenoman-Mergel	<i>Mammites nodosoides</i> (SCHLÜTER)	<i>Inoceramus (Mytiloides)</i> <i>labiatus</i> VON SCHLOTHEIM
					<i>Actinocamax plenus</i> (BLAINVILLE)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>pictus bohemicus</i> LEONHARD
					<i>Eucalycoeras pentagonum</i> (JUKES-BROWN)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>schoendorffi</i> HEINZ
					<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (BRONGNIART)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>virgatus</i> SCHLÜTER
				<i>Mantelliceras dixonii</i> SPATH	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>crippsi</i> MANTELL	
				<i>Mantelliceras mantelli</i> (SOWERBY)	<i>Inoceramus (Inoceramus)</i> <i>crippsi</i> MANTELL	

Mikrofauna (Reichweiten nach HILTMANN & KOCH 1962 und KOCH 1977)

<i>Dorothia gradata</i> (BERTHELIN)									
<i>Gavelinella cenomanica</i> (BROTZEN)									
<i>Gavelinella baltica</i> BROTZEN									
<i>Rotalipora cushmani</i> (MORROW)									
<i>Præoglobotruncana delioensis delioensis</i> (PLUMMER)									
<i>Præoglobotruncana delioensis turbinata</i> (REICHEL)									
<i>Globotruncana marginata</i> (REUSS)									
<i>Stensioeina pokornyj</i> SCHEIBEROVA									
<i>Stensioeina granulata interiecta</i> KOCH									
<i>Globotruncana paraventricosa</i> (HOFKER)									
<i>Globotruncana lapparenti</i> BROTZEN									
<i>Stensioeina granulata levis</i> KOCH									
<i>Stensioeina granulata granulata</i> (OLBERTZ)									
<i>Stensioeina exsculpta exsculpta</i> (REUSS)									
<i>Neoflabellina suturalis praerugosa</i> HILTMANN									
<i>Neoflabellina suturalis suturalis</i> (CUSHMAN)									
<i>Neoflabellina gibbera</i> (WEDEKIND)									
<i>Stensioeina granulata polonica</i> WHWICKA									
<i>Neoflabellina suturalis praecursor</i> (WEDEKIND)									
<i>Neoflabellina santonica</i> KOCH									
<i>Daviesina minuscula</i> (HOFKER)									
<i>Gavelinella pseudoexcolata</i> (KALININ)									
<i>Stensioeina granulata inconstata</i> KOCH									
<i>Stensioeina exsculpta gracilis</i> BROTZEN									
<i>Bolivinoidea strigillatus</i> (CHAPMAN)									
<i>Neoflabellina rugosa</i> (D'ORBIGNY)									
<i>Stensioeina pommerana</i> BROTZEN									
<i>Gavelinella clementiana</i> (D'ORBIGNY)									
<i>Bolivinoidea granulatus</i> HOFKER									
<i>Bolivinoidea decoratus</i> (JONES)									

— allgemein verbreitet, z.T. häufig

• vereinzelt vorkommend

fossilien der Cephalopoden- beziehungsweise Inoceramenstratigraphie aufgeführt, ohne jedoch die vollständigen Zonenabfolgen darzustellen. Der derzeitige Kenntnisstand über die im nordwestdeutschen Raum gebräuchlichen Zonengliederungen ergibt sich unter anderem aus ERNST (1964), ERNST & SCHMID (1979), ERNST & SCHMID & SEIBERTZ (1983), HANCOCK (1991), KENNEDY (1984), KAPLAN (1991) und WIEDMANN et al. (1989). In der Spalte „Mikrofauna“ sind die wichtigsten, häufig vorkommenden, mikropaläontologischen Leitfossilien und deren stratigraphische Reichweiten dargestellt.

3.5.2.1 Cenoman (krc)

Cenoman THIERMANN 1968

Die klassische Dreigliederung des Cenomans in Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner (*varians*-Pläner) und Cenoman-Kalk (*rotomagense*-Kalk) ist so wie in den benachbarten Blattbereichen auch im Blattgebiet entwickelt. Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse lassen diese Gliederung jedoch nur erahnen, ermöglichen allerdings keine getrennte Darstellung der drei Teileinheiten.

Gesteine: Die Schichtenfolge des Cenomans beginnt mit einem hellgrauen, mäßig festen Mergelstein (Cenoman-Mergel), dem vereinzelt dünne Mergelkalksteinbänke eingeschaltet sein können. Die Kalkgehalte der Mergelsteine liegen normalerweise zwischen 50 und 65%. Im tiefen Cenoman setzt sich somit ohne lithologisch markante Grenze zunächst die Mergelsteinfazies des Oberalbs (Flammenmergel) fort. Glaukonitische Einlagerungen an der Cenoman-Basis, wie sie BENTZ (1933) aus dem Blattgebiet 3807 Alstätte beschreibt, wurden nicht beobachtet.

Über dem Cenoman-Mergel folgt bei zunehmendem Kalkgehalt ein allmählicher Übergang in eine Wechselfolge aus hellgrauen bis weißgrauen Kalkmergel- und Mergelkalksteinen (Cenoman-Pläner). Carbonatgehalte zwischen 70 und 90% wurden ermittelt. LEISING (1920) konnte in einem Schurf südlich von Ochtrup, nur wenige Meter außerhalb der nordöstlichen Blattgebietsecke (ca. R 79 800, H 85 700, TK 25: 3709 Ochtrup), gelblichgraue bis weiße, tonige Kalksteine mit *Schloenbachia varians* (SOWERBY) und *Inoceramus virgatus* SCHLÜTER nachweisen. Sie gehören wohl zum Cenoman-Pläner.

Der Cenoman-Kalk bildet den obersten Horizont des Cenomans. Sein tieferer Teil ist durch Bohrungen nicht erschlossen. In seinem höheren Teil herrscht ein fester, bankiger, gelblichweißer bis grauweißer, äußerst feinkörniger, kreidiger Kalkstein vor. Es ist ein mikritischer Coccolithenkalkstein mit Calcisphären und Foraminiferen (vgl. ERNST & WOOD 1992). Sein Carbonatgehalt liegt immer deutlich über 90%. Der höchste Profilabschnitt besteht aus einem unregelmäßig bankigen Kalkstein mit festen, knollig-wulstigen Lagen, die mit weichen, wenig verfestigten Partien wechseln. Außerdem sind dort auch einzelne Mergelsteinlagen zwischengeschaltet.

Die Gesteinsausbildung des Cenoman-Kalks weicht von der im allgemeinen am Nordrand des Münsterlandes bekannten dünnbankigen und splittrig-harten Fazies ab (z.B. THIERMANN 1970 a). Sie zeigt bereits Übergänge in die schreibkreideartige Fazies, die für das Turon des nordwestlichen Münsterlandes zwischen Stadtlohn und Gronau charakteristisch ist (BÄRTLING 1921: 178; BENTZ 1927: 465; vgl. Kap. 3.5.2.2).

Fossilien: Mit Ausnahme von wenigen Inoceramenschalen-Bruchstücken aus Bohrungen im mittleren Teil des Cenomans liegen keine Makrofossilfunde vor. Es ist jedoch

auch hier die Faunenabfolge zu erwarten, wie sie weithin aus Aufschlüssen im Cenoman des nördlichen Münsterlandes bekannt ist und unter anderem bei THIERMANN (1968, 1973), KAPLAN & KELLER & WIEDMANN (1985), WIEDMANN et al. (1989) oder KAPLAN (1992) beschrieben ist.

Häufige Mikrofossilien des Cenomans sind unter anderem *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN), *G. baltica* BROTZEN, *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *H. portsmouthensis* (WILLIAMS-MITCHELL) und *Rotalipora cushmani* (MORROW) (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Altersstellung und Abgrenzung: Während früher die lithologischen Einheiten Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner (*varians*-Pläner) und Cenoman-Kalk (*rhodomagense*-Kalk) mit dem Unter-, Mittel- und Obercenoman gleichgesetzt wurden (z. B. bei THIERMANN 1968), ermöglicht der moderne Kenntnisstand der Cenoman-Stratigraphie eine wesentlich feinere und davon abweichende Alterseinstufung. Untersuchungen an Ammoniten und Inoceramen sowie eventstratigraphische Aspekte (ERNST & SCHMID & SEIBERTZ 1983, KAPLAN & BEST 1985, KAPLAN & KELLER & WIEDMANN 1985, WIEDMANN et al. 1989) erbrachten die Erkenntnis, daß im gesamten Münsterland und darüber hinaus der Cenoman-Mergel und der größte Teil des Cenoman-Pläners dem Untercentoman angehören und somit der Cenoman-Kalk das Mittel- und Obercentoman umfaßt. Der höchste, knollig entwickelte Abschnitt des Cenomans entspricht wahrscheinlich bereits den *plenus*-Schichten des höheren Obercentomans (vgl. HISS 1989).

Mikrofaunistisch ist die Basis des Cenomans insbesondere durch sandschalige Foraminiferenfaunen festzulegen (FRIEG & KEMPER 1989). Unter anderem sind *Dorothia gradata* (BERTHELIN) und *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN) typische Foraminiferen des Untercentomans, deren stratigraphische Reichweite allerdings nicht hierauf beschränkt ist. Während im Untercentoman sandschalige und kalkschalige benthonische Foraminiferen dominieren, treten planktonische Foraminiferen erst ab dem Mittelcentoman vermehrt auf. Auch das Leitfossil *Rotalipora cushmani* (MORROW) setzt erst im Mittelcentoman ein (vgl. CARTER & HART 1977, ROBASZYNSKI & CARON 1979). Es ist charakteristisch für das gesamte höhere Cenoman. In den *plenus*-Schichten tritt es letztmalig auf und markiert mikropaläontologisch die Grenze zum Unterturon.

Eine lithologische Abgrenzung zwischen Oberalb und Untercentoman ist nicht möglich. Die Hangendgrenze des Cenomans wird lithologisch durch die knolligen Kalksteine der *plenus*-Schichten markiert. Dort geht die reine Kalksteinfazies in eine Kalkstein/Mergelstein-Wechselagerung über. Rotfärbungen (Rotpläner), wie sie am Nordrand des Münsterlandes häufig in den *plenus*-Schichten und den darauffolgenden Gesteinen des tiefen Unterturons vorkommen, wurden im Blattgebiet allerdings nicht beobachtet.

Verbreitung und Mächtigkeit: Cenoman ist im gesamten oberkretazischen Anteil des Blattgebiets vorhanden, tritt aber nur in einem schmalen, mehrfach tektonisch unterbrochenen Streifen im Norden und Westen an die Festgesteinsoberfläche. Nur an wenigen Stellen steht Cenoman oberflächennah an – so am westlichen Rand des Blattgebiets nördlich der Ahauser Aa und im Norden beim Fürstenbusch. Dort, wo Cenoman an die Geländeoberfläche tritt, ist es nur teilweise durch eine ganz schwache Geländewelle, die hauptsächlich durch den festeren Cenoman-Kalk bedingt ist, morphologisch erkennbar.

Die Cenoman-Mächtigkeit liegt am Oberkreide-Rand im Nordwesten des Blattgebiets bei etwa 150 m und geht nach Südosten wahrscheinlich auf Werte unter 100 m zurück.

Dabei dürften vor allem die tieferen Horizonte (Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner) an Mächtigkeit verlieren. Die Einzelmächtigkeiten von Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk sind nur schwer abzuschätzen, da gesicherte Angaben hierüber fehlen; die Größenordnungen von jeweils etwa 60 m für Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner sowie 30 m für den Cenoman-Kalk dürften aber realistisch sein.

Aufschlüsse:

- Graes, Graeser Brook, Graben neben dem nördlich der Aabrücke nach Nordwesten führenden Weg, R 68 530, H 78 440 (Kalksteine des höheren Cenomans)
- Fürstenbusch, Bachbett des Krumbaches, R 77 900, H 85 280 (von Westen nach Osten zunächst hellgrauer Mergelstein, anschließend weißgrauer Kalkstein)

3.5.2.2 Turon (krt)

Turon BENTZ 1933

Turon ist im Blattgebiet an der Geländeoberfläche nicht aufgeschlossen. Es ist lediglich durch einige Bohrungen und Sondierungen nachgewiesen und mikropaläontologisch belegt. Durch mehrere gute Aufschlüsse in der Nachbarschaft des Blattgebiets – zum Beispiel bei Graes, Wessum und Wüllen (TK 25: 3807 Alstätte und 3907 Ottenstein) – sind die Schichten des Turons im Nordwesten des Münsterlandes aber gut bekannt und mehrfach beschrieben worden (BÄRTLING 1921; BENTZ 1927, 1930 a, 1933; ERNST 1967, 1990; ERNST & WOOD 1992; HISS in HILDEN et al. 1993: 35 – 38; KEMPER & ERNST & THIERMANN 1978; LÖSCHER 1910, 1913, 1925; ROEMER 1854). Im Gegensatz zur randnahen Fazies im südlichen Münsterland und der Beckenfazies im Teutoburger Wald sind die Turon-Schichten hier als Flachwasserablagerung im Bereich einer küstenfernen, sanft geneigten Plattform entstanden, die sich in dem tektonisch instabilen Raum zwischen dem östlichen Ende des Zentralniederländischen Beckens (Ostholländische Trias-Platte) und dem Rand der Rheinischen Masse entwickelte (ERNST & WOOD 1992). Charakteristisch sind weiche, schwach verfestigte, schreibkreideartige Kalk- oder Mergelkalksteine. Sie treten in einem kondensierten Profil mit zahlreichen Schichtlücken, Hartgründen und Aufarbeitungshorizonten auf. Nach den in einzelnen Horizonten massenhaft angereicherten Seeigelgehäusen, insbesondere von *Conulus ex gr. subrotundus* (MANTZELL), werden diese turonen Flachwasserablagerungen auch als „*Conulus*-Fazies“ oder nach der früheren Gattungsbezeichnung „Galeriten-Fazies“ benannt.

Gesteine: Die Bohrungen in den Turon-Schichten des Blattgebiets zeigen alle einen mehr oder weniger weichen, schreibkreideähnlichen, weißen, weißgrauen oder gelblich-weißen Kalk- oder Mergelkalkstein. Teilweise ist er weitgehend homogen und bricht unregelmäßig scherbilig (z. B. in der Bohrung 10123, R 68 810, H 79 750). An anderen Stellen ist er knollig und wird von grünlichgrauen Mergelsteinschlieren durchsetzt (z.B. Bohrung 10116 östlich von Epe, R 72 410, H 84 140). Diese Gesteinsausbildung entspricht den Hartgründen des Mittelurons, die zuletzt von ERNST & WOOD (1992) aus dem Steinbruch Hollekamp in Wüllen (TK 25: 3907 Ottenstein) beschrieben wurden. Die Kalkgehalte erreichen Werte von über 95% (z. B. Bohrung 10116 = 96,2% CaCO₃). Daneben treten in geringen Mengen Quarz und Tonminerale auf. Die reinsten Kalksteine sind im Mitteluron und teilweise im Oberturon zu erwarten, während im Unterturon und im höch-

sten Oberturon eher Mergelkalksteine, untergeordnet auch Mergelsteinlagen vorkommen. Eine Gliederung der Turon-Schichtenfolge ist aufgrund der spärlichen Nachweise im Blattgebiet nicht möglich. Auch konnte der für das höchste Cenoman und das tiefere Unterturon charakteristische Rotpläner, der im zuvor erwähnten Steinbruch Hollekamp etwa 7 m und im Raum Ochtrup nach THIERMANN (1968) etwa 2–4 m mächtig ist, im Blattgebiet nicht nachgewiesen werden.

Fossilien: Aus den benachbarten Aufschlüssen des Turons ist eine individuen- und artenreiche Fauna bekannt. Seeigel und Muscheln der Inoceramen-Gruppe sind die häufigsten Fossilien. Daneben sind unter anderem Ammoniten, Brachiopoden, Schwammreste und Crinoiden vorhanden. Besonders erwähnenswert sind Wirbeltierreste wie Fischzähne oder Teile einer marinen Schildkröte. Fossilisten finden sich unter anderem bei LÖSCHER (1910) oder ERNST & WOOD (1992). Aus dem Blattgebiet wurden mangels geeigneter Aufschlüsse bisher jedoch kaum Makrofossilien bekannt. Lediglich in der Bohrung 10116 sind Reste von *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki* PARKINSON nachgewiesen.

Die Mikrofauna enthält unter anderem folgende, für das Turon charakteristische Foraminiferenarten (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Praeglobotruncana delrioensis delrioensis (PLUMMER), *P. delrioensis turbinata* (REICHEL), *Globotruncana marginata* (REUSS), *G. paraventricosa* (HOFKER), *G. lapparenti* BROTZEN, *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Stensioeina granulata interiecta* KOCH, *St. pokornyi* SCHEIBNEROVA

Die genannten Arten sind teilweise auf das Turon oder auf einzelne Unterstufen beschränkt; einige haben aber auch eine weitere Verbreitung. Die stratigraphischen Reichweiten sind in Tabelle 7 angegeben.

Altersstellung und Abgrenzung: Nach dem biostratigraphischen Befund im Aufschluß Hollekamp bei Wüllen umfassen die schreibkreideartigen Kalksteine der *Conulus*-Fazies das gesamte Turon. Während Unter-, Mittel- und Oberturon dort durch die entsprechenden Zonenfossilien (vgl. Tab. 7) nachgewiesen sind, ist bisher noch ungeklärt, inwieweit die *Conulus*-Fazies auch noch das Unterconiac umfaßt. Der Übergang zu den grauen Tonmergelsteinen der Emscher-Fazies ist nicht aufgeschlossen und daher biostratigraphisch bisher nicht genau fixiert (vgl. Kap. 3.5.2.3).

Die Schichten des Turons sind im Blattgebiet morphologisch nicht ausgeprägt. Außerdem ist das Aufschlußraster für eine sichere lithologische Abgrenzung zu weitständig, so daß die Grenzen unter Berücksichtigung mikropaläontologischer Daten weitgehend konstruktiv ermittelt werden mußten. Während der Rotpläner als Leithorizont an der Turon-Basis nicht gefunden wurde, läßt sich die Hangendgrenze mit dem Wechsel von weißen, kreidigen Kalksteinen zu grauen Mergelsteinen auch lithologisch festlegen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Turon ist im oberkretazischen Anteil des Blattgebiets flächenhaft vorhanden. Es streicht allerdings nur in einem sehr schmalen Geländestreifen im nördlichen und westlichen Bereich zutage oder unter Quartär-Bedeckung aus. Seine Mächtigkeit schwankt sehr stark. In der Mitte des westlichen Blattgebietsrandes sowie im Norden liegt sie bei etwa 60 – 80 m. Im Südosten, wo Turon erst in größerer Tiefe ansteht, steigt sie vermutlich bis zu etwa 180 m an. Inwieweit sich dabei auch die Gesteinsfazies ändert und von der *Conulus*-Fazies in die aus dem nördlichen Teutoburger Wald bekannte Abfolge überleitet (z.B. THIERMANN 1970 a), ist nicht bekannt.

Im Randbereich der Salzstruktur Epe zwischen den ehemaligen Hochmoorflächen des Graeser Venns und dem nördlichen Ortsrand von Epe dünnen die Schichten des Turons sehr stark aus. Auch Coniac und tieferes Santon sind dort stark reduziert oder fehlen vollständig, so daß ihr Ausstrich auf einen schmalen Geländestreifen beschränkt bleibt. Möglicherweise fehlen Ablagerungen des Turons dort bereichsweise sogar vollständig. So zeigt die Bohrung 10134 (südlich von Epe, vgl. Kap. 10: Brg. 7) in Schichten des Coniacs und Obersantonns aufgearbeitete Alb- und Cenoman-Mikrofaunen, allerdings keine aufgearbeiteten Turon-Faunen (Untersuchung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Es ist daher zu vermuten, daß sich im Verlauf des Turons die Salzstruktur Epe gehoben hat und die Sedimentation im Bereich der Hochlage zumindest teilweise unterbrochen wurde.

Tektonische Bewegungen im Turon sind auch von anderen Stellen am Nordrand des Münsterlandes bekannt. So sind aus Unter- und Mittelturon-Schichten von Wetringen (TK 25: 3709 Ochtrup) subaquatische Rutschungen beschrieben, die durch erste Inversionsbewegungen an der Ochtruper Struktur ausgelöst wurden (HILBRECHT 1988). Eine geringe Winkeldiskordanz zwischen den Schichten des Cenomans und Turons wird dort vermutet. Inwieweit sich diese Bewegungen auch auf den Nordrand des Blattgebiets ausgewirkt haben und sich in dementsprechenden allochthonen Sedimenten widerspiegeln, ist nicht bekannt.

3.5.2.3 Coniac (krcc)

Emscher (zum Teil) BENTZ 1933

Coniac THIERMANN 1968

Über den weißen, schreibkreideartigen Kalk- oder Mergelkalksteinen des Turons und möglicherweise Unterconiacs folgt eine Tonmergelsteinserie. Sie umfaßt den Zeitabschnitt vom Unter-/Mittelconiac bis Mittelsanton und setzt sich im östlichen Münsterland auch noch darüber hinaus im Hangenden fort. Für diese über das gesamte Münsterland verbreitete Serie wird hier der Faziesbegriff „Emscher-Mergel“ verwendet. Er geht auf SCHLÜTER (1874) zurück, der diese Tonmergelsteinfolge der Stufenbezeichnung „Emscher“ biostratigraphisch gleichsetzte. Der Coniac-Anteil des Emscher-Mergels ist im Blattgebiet nur durch Bohrungen erschlossen.

Gesteine: Über den weißen Kalksteinen folgen zunächst hellgraue Mergelsteine mit Kalkgehalten bis zu 60%. Diese gehen über in graue, manchmal auch grüngraue Tonmergelsteine, die zum Teil schwach schluffig ausgebildet sein können. In der Regel sind sie nur schwach verfestigt, weitgehend homogen und schichtungslos. Sie zerbrechen in unregelmäßigen Scherben. Ihr Kalkgehalt liegt häufig zwischen 25 und 30%, kann aber gelegentlich auch bis zu 50% betragen. Neben Calciumcarbonat sind Quarz, Montmorillonit, Illit und Kaolinit die wichtigsten mineralischen Bestandteile. Daneben kommen Spuren von Feldspat, Apatit und Pyrit vor (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Sand- und glaukonitreiche Einlagerungen wurden in der Tonmergelsteinserie des Coniacs nicht beobachtet. Die bei BENTZ (1933), ARNOLD (1964 a) und THIERMANN (1968) aus den benachbarten Gebieten erwähnten grünsandigen oder sandigen Tonmergel mit Kalksandsteineinlagerungen gehören wahrscheinlich überwiegend bereits dem höheren Santon an (vgl. BENTZ 1927: 471).

Fossilien: Makrofaunen des Coniacs sind aus dem Blattgebiet nicht bekannt. Die Mikrofauna enthält unter anderem nachfolgend genannte Foraminiferenarten mit stratigraphischer Bedeutung (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die stratigraphischen Reichweiten sind in Tabelle 7 angegeben:

Stensioeina granulata levis KOCH, *St. granulata granulata* (OLBERTZ), *St. exsculpta exsculpta* (REUSS), *Neoflabellina suturalis praerugosa* HILTERMANN, *Globotruncana paraventricosa* (HOFKER), *G. lapparenti* BROTZEN

Altersstellung und Abgrenzung: Die exakte stratigraphische Position der Liegendgrenze der Mergelsteinfazies (Emscher-Mergel) ist derzeit nicht bekannt. Im südöstlichen Münsterland beginnt sie mit dem Mittelconiac (FRIEG & HISS & MÜLLER 1989), im Südwesten hingegen bereits im Unterconiac (JANSEN 1991). Im Blattgebiet kommt *Stensioeina granulata levis* KOCH, eine Foraminifere, die auf das tiefere Coniac beschränkt ist (vgl. Tab. 7), nur in den hellgrauen Mergelsteinen an der Basis vor. Daher ist zu vermuten, daß die Mergelsteinfazies im Verlauf des Unterconiacs einsetzte. Im Hangenden setzen sich die Schichten ohne lithologischen Wechsel im Santon fort. Eine Abgrenzung ist daher nur mikropaläontologisch möglich (s. Kap. 3.5.2.4.1).

Verbreitung und Mächtigkeit: Coniac streicht in einem schmalen Streifen am westlichen und nördlichen Blattgebietsrand zutage oder unter quartärer Bedeckung aus. Lediglich in der nordöstlichen Ecke des Blattgebiets, am östlichen Ende der Gronauer Sattelstruktur, ist es auch flächenhaft verbreitet. Zur südöstlichen Blattgebietsecke hin sinken die Schichten in den tieferen Untergrund ab und werden von jüngeren Kreide-Ablagerungen überdeckt. Die Mächtigkeit liegt im Norden bei etwa 60–70 m und schwillt nach Südosten wahrscheinlich auf etwa 250 m an. Im Randbereich der Salzstruktur Epe sind die Schichten (zwischen dem ehemaligen Hochmoor Graeser Venn und Epe) nur geringmächtig (unter 20 m) oder fehlen möglicherweise auch vollständig (s. Kap. 3.5.2.2).

3.5.2.4 Santon (krsa)

Die Schichtenfolge des Santons ist im Bereich ihres Ausstrichs im Norden und Westen des Blattgebiets lückenhaft. Mittel- und teilweise auch Untersanton fehlen dort. Zur südöstlichen Blattgebietsecke hin wird die Schichtenfolge vollständig, und ihre Mächtigkeit nimmt zu.

Im Unter- und Mittelsanton setzte sich die Fazies des Emscher-Mergels weiter fort. Danach begann eine Phase tektonischer Aktivitäten, in deren Verlauf es unter anderem auch zur Heraushebung der Ochtruper Struktur kam (Wernigeröder Phase, s. Kap. 4.5). Im Anschluß daran wurden im Obersanton Sedimente unterschiedlicher Fazies abgelagert – vorwiegend Sandmergel, daneben aber auch Feinsande und Kalkarenite (Trümmerkalksteine). Die Verbreitung der Lithofaziesseinheiten zeigt Abbildung 4.

3.5.2.4.1 Untersanton (krsa1)

Gesteine: Die Gesteine des Untersantons unterscheiden sich von denen des höheren Coniacs nicht. Weiterhin besteht die Schichtenfolge aus grauen, teilweise schwach schluffigen Tonmergelsteinen, die weitgehend homogen, schichtungslos und nur

schwach verfestigt sind (Emscher-Mergel). Nur in einer Bohrung (Kartierbohrung 10213, Ammerter Mark, R 77 040, H 83 930) wurde ein geringer Glaukonitgehalt beobachtet. In der Regel brechen die Tonmergelsteine unregelmäßig scherbzig. Die Schichtung war im einzigen Aufschluß in dieser Schichtenfolge, in der Abgrabung Weiner Mark unmittelbar westlich des Hofs Gerling in der Weinerbauerschaft (R 79 150, H 84 500), nur an einzelnen dünnen Anreicherungen von Inoceramenschill oder an schichtparallel eingelagerten, großwüchsigen Inoceramen zu ermitteln. Die Kalkgehalte sind ähnlich wie bei den Gesteinen des Coniacs. Sie liegen meistens zwischen etwa 22 und 30 % und steigen gelegentlich bis über 40 % an. Die Mineralzusammensetzung bleibt gleich.

Fossilien: Aus dem Blattgebiet sind nur wenige Makrofossilien des Untersantons bekannt. Sie stammen aus der Abgrabung in der Weiner Mark. Neben mehrfach beobachteten, bis über 80 cm langen und mehr als 50 cm breiten, riesenwüchsigen Inoceramen, deren Schalen vollkommen zerbrochen sind, wurden auch einige kleinere Inoceramen geborgen. K.-A. TRÖGER (Freiberg/Sachsen, mdl. Mitt.) konnte diese als *Inoceramus (Sphenoceramus?) bornholmensis* TRÖGER & CHRISTENSEN sowie *Inoceramus (Sphenoceramus) ex gr. pachticardissoides* bestimmen. Daneben wurden Muscheln der Gattung *Nucula* sowie Seeigelfragmente gefunden.

Die Mikrofauna des Untersantons enthält nachfolgende Leitforaminiferen (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Stensioeina granulata granulata (OLBERTZ), *St. granulata polonica* WITWICKA, *St. exsculpta exsculpta* (REUSS), *Neoflabellina suturalis praecursor* (WEDEKIND), *N. suturalis suturalis* (CUSHMAN), *N. gibbera* (WEDEKIND), *Globotruncana paraventricosa* (HOPKER), *G. lapparenti* BROTZEN

Die Fauna des Untersantons unterscheidet sich von der des Coniacs durch das Vorkommen von *Stensioeina granulata polonica* WITWICKA und einige neue Arten der Gattung *Neoflabellina*.

Altersstellung und Abgrenzung: Lithologisch unterscheiden sich die Gesteine des Coniacs und Untersantons nicht, so daß eine Abgrenzung nur nach dem Einsetzen der untersantonen Mikrofauna erfolgen kann. Schichten des Mittelsantons wurden im Blattgebiet nicht erbohrt. Tonmergelsteine des Untersantons werden dort, wo sie an die Geländeoberfläche treten, unmittelbar von Gesteinen des Obersantons überlagert, die sich lithologisch in jedem Fall deutlich abheben (s. Kap. 3.5.2.4.3).

Verbreitung und Mächtigkeit: Am nördlichen Blattgebietsrand ist das Untersanton etwa 70 – 80 m mächtig. Am gesamten westlichen Rand wurde es nicht nachgewiesen. Es ist dort sehr stark ausgedünnt und fehlt zumindest in einigen Bereichen vollständig. Wie die westlich von Epe abgeteuft Kartierbohrung 10134 (Kap. 10: Brg. 7) zeigt, lagert das Obersanton unmittelbar auf tieferen Teilen des Coniacs. Im Untergrund im Südosten des Blattgebiets steigt die Untersanton-Mächtigkeit vermutlich bis auf etwa 130 m an.

Aufschluß:

– Abgrabung Weiner Mark, südöstlicher Teil, südlich von Ochtrup, R79150, H84500 (inzwischen rekultiviert und unter Wasser stehend)

3.5.2.4.2 Mittelsanton (**krsa2-3**)

Über die Schichtenfolge des Mittelsantons liegen aus dem Blattgebiet keine Informationen vor. Im Südostteil werden im Untergrund Ablagerungen mit einer Mächtigkeit bis zu 250 m erwartet. Nach Westen und Norden dünne sie – bedingt durch die Heraushebung der Sattelstrukturen von Gronau und Ochtrup – aus. Es konnten daher nirgendwo im oberflächennahen Untergrund Gesteine des Mittelsantons nachgewiesen werden. Analog zu den benachbarten Gebieten ist jedoch anzunehmen, daß sich die Tonmergelsteinfazies des Emscher-Mergels im Mittelsanton weiter fortsetzt. Ob in Teilen des Blattgebiets, insbesondere im Südwestteil, bereits im höheren Mittelsanton die im folgenden zu beschreibende Sandmergelsteinfazies einsetzt, ist nicht bekannt. Ein vollständiges Mittelsanton-Profil in Tonmergelsteinfazies ist zum Beispiel aus der Tiefbohrung Münsterland 1 (TK 25: 3910 Altenberge) bekannt (ARNOLD 1963, vgl. STAUDE 1989). Sowohl nach Mikro- als auch nach Makrofaunen läßt sich das Mittelsanton des zentralen Münsterlandes in einen unteren (krsa2) und oberen Teil (krsa3) gliedern (vgl. ARNOLD & WOLANSKY 1964). Für das Blattgebiet ist wegen fehlender Aufschlüsse jedoch nur eine ungegliederte Darstellung möglich (krsa 2-3).

3.5.2.4.3 Obersanton (**krsa4**)

Untersanton, untere Quadraten-Schichten (zum Teil) SCHLÜTER 1876
Obersanton STAUDE 1989

Mit den tektonischen Aktivitäten in der Wernigeröder Phase (subherzyne Bewegungen, s. Kap. 4.4 und 4.5) stellte sich eine starke morphologische Gliederung des Münsterländer Kreide-Beckens ein. Während sein Ostteil stark einsank und dort weiterhin eine reine Tonmergelsedimentation anhielt, bildete sich in seinem Westteil eine flache, reichgegliederte Schelfplattform, auf der sandige und sandig-mergelige Sedimente vorherrschten. Hierzu gehören beispielsweise die aus dem südwestlichen Münsterland bekannten Haltern- und Recklinghausen-Schichten. Außerdem bildeten sich in der nördlichen Umrandung des Münsterlandes Schwellen, in deren Umgebung detritische Kalksteine, Kalkarenite oder Trümmerkalksteine als typische Flachwassersedimente entstanden.

Das Blattgebiet nimmt im Obersanton eine paläogeographische Position zwischen dem Schelfgebiet im Südwesten, dem Becken im Osten und einer Schwellenregion im Norden und Nordwesten – im Bereich der Strukturen Ochtrup, Gronau und Epe – ein. Daraus resultiert ein Nebeneinander verschiedener Sedimenttypen, die sich vier Lithofaziesbereichen zuordnen lassen: der Sandmergelsteinfazies, Feinsandfazies, Kalkarenitfazies und Tonmergelsteinfazies. Aus jedem der vier Faziesräume sind Sedimente überliefert.

In Abbildung 4 wurde der Versuch unternommen, diese Lithofaziesbereiche gegeneinander abzugrenzen. Die Darstellung erfolgt an der Kreide-Oberfläche. Sie berücksichtigt den oberflächennahen Kreide-Untergrund, soweit er durch Bohrungen erschlossen ist.

Alle Faziesbereiche sind durch fließende Übergänge miteinander verbunden und daher prinzipiell nur schwer abgrenzbar. Die dargestellten Umgrenzungen können somit nur eine generelle Vorstellung über die Verbreitung der Lithofazieseinheiten und ihre wech-

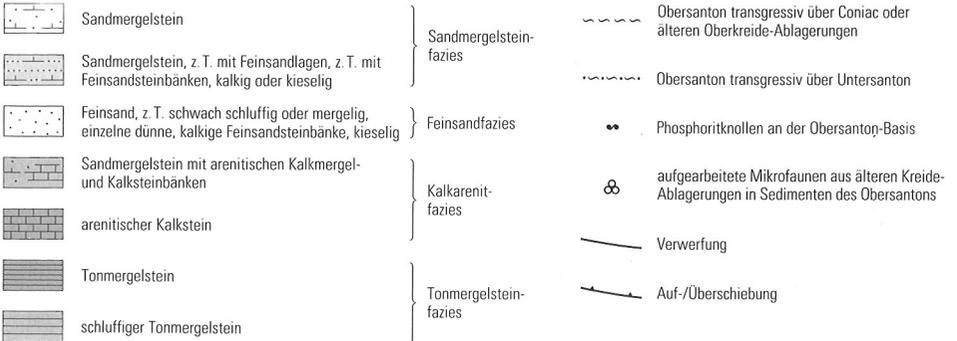
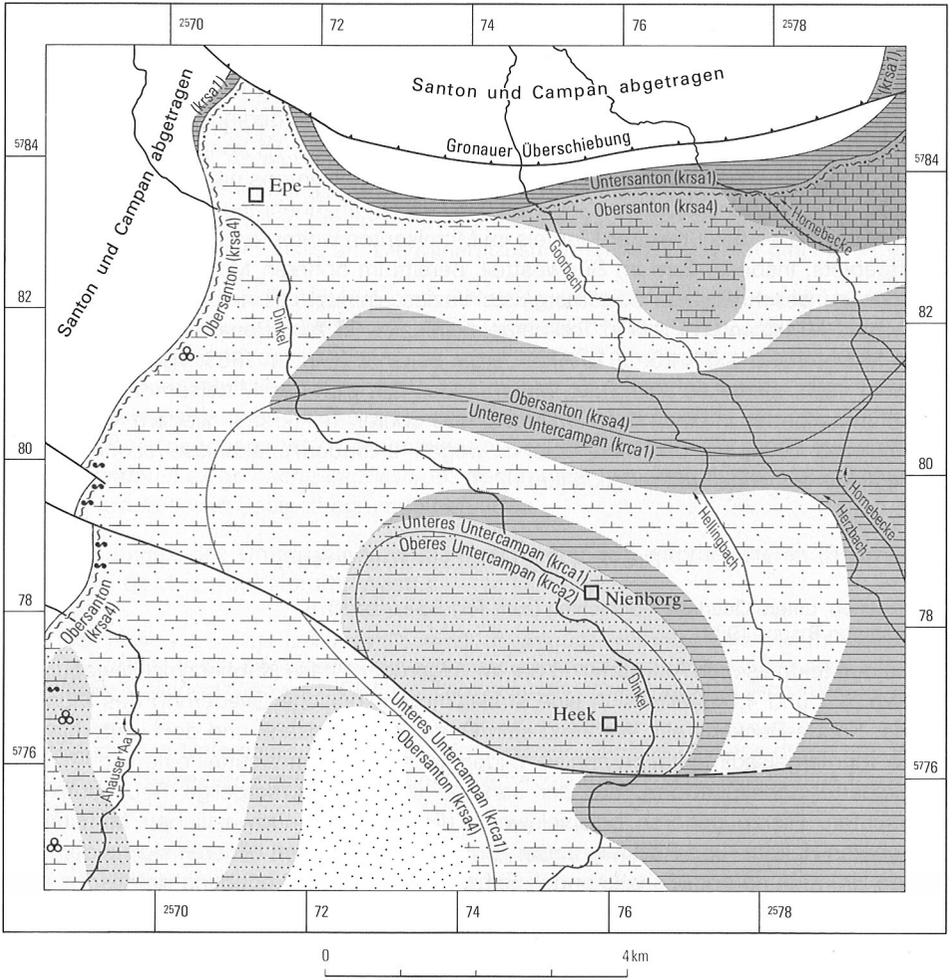


Abb. 4 Faziesbereiche des Santons und Campans, dargestellt an der Kreide-Oberfläche

selseitigen Verzahnungen geben. Wie sich die einzelnen Faziesbereiche zur Tiefe hin fortsetzen, ist im einzelnen ungeklärt. Generell ist anzunehmen, daß alle Gesteinstypen der Schelf- und Schwellenbereiche nach Osten und Südosten ausklingen und in schluffige Tonmergelsteine überleiten. Soweit Mächtigkeiten bekannt sind, werden diese angegeben.

Sandmergelsteinfazies: Die größte Verbreitung hat im Blattgebiet die Sandmergelsteinfazies. Sie umfaßt mehr oder weniger schwach, nur in einzelnen Bänken gelegentlich auch stark verfestigte Sandmergelsteine, die sich in wechselnden Anteilen aus Schluff-, Ton- und Feinsandpartikeln zusammensetzen. Ihre Farbe ist überwiegend grau oder grünlichgrau, in der Südwestecke des Blattgebiets oftmals auch auffallend grau-grün. Ihr Kalkgehalt schwankt zwischen etwa 25 und 45%. Glaukonit ist fast immer vorhanden, sein Anteil wechselt jedoch stark.

Die Schluff- und Sandkomponenten bestehen zum Teil aus detritischem Quarz, zu einem großen Teil aber auch aus Carbonatpartikeln. Die Carbonatpartikel sind wohl überwiegend Fragmente von Fossilien (Fossildetritus) – zum Beispiel von Inoceramen (Inoceramenschalen-Prismen) oder Echinodermen. Außerdem sind Kieselschwammnadeln sehr häufig, teilweise sogar massenhaft vorhanden und in manchen Handstücken bereits ohne Lupenvergrößerung erkennbar. Das Gefüge ist – soweit die Bohrproben eine Aussage hierüber ermöglichen – teils homogen und schichtungslos, häufig aber auch flaserig oder schlierig und durch eine intensive Bioturbation geprägt.

Die mineralogische Zusammensetzung ist prinzipiell bei allen untersuchten Proben ähnlich (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Sie ist durch die Hauptbestandteile Quarz, Calcit sowie die Tonminerale Montmorillonit, Illit (Glimmer und Glaukonit) und Kaolinit gekennzeichnet, die in wechselnden Anteilen das Gestein aufbauen. Ein weiterer wichtiger Bestandteil ist Tiefcrystalit (Opal-CT). Dieser entsteht nach FÜCHTBAUER (1988: 532) durch diagenetische Umwandlung von amorphem Opal (Opal-A), aus dem zum Beispiel die Kieselschwammnadeln bestehen. Akzessorisch wurden geringe Mengen von Feldspat und gelegentlich von Apatit festgestellt.

Eine Besonderheit zeigen die basisnahen Partien des Sandmergelsteins am westlichen Rand des Blattgebiets, wo Obersanton unmittelbar dem Coniac auflagert. Dort treten zahlreiche graubraune Phosphoritknollen bis zu Zentimetergröße auf. Sie wurden in mehreren Bohrungen und Sondierungen und auch als Lesesteine südlich des Hofes Plate (Lasterfeld, R 68 950, H 79 450) gefunden. Ihre Entstehung dürfte an die Transgressionsphase des Obersantons gebunden sein.

Die Sandmergelsteinfazies des Blattgebiets steht in Zusammenhang mit den Recklinghausen-Schichten des südwestlichen Münsterlandes. Sie entspricht ihnen allerdings nicht in vollem stratigraphischem Umfang.

Feinsandfazies: Durch Einlagerungen von Feinsandlagen oder kalkigen, teils kieseligen Feinsandsteinbänken verzahnt die Sandmergelstein- mit der Feinsandfazies. Die Feinsandfazies ist im Südwestteil des Blattgebiets verbreitet und bildet dort die Höhen in der Bauerschaft Ahle (Hoher Esch). Das Gestein besteht aus einem weitgehend unverfestigten, gut sortierten, gleichkörnigen Feinsand, der teilweise kalkhaltig sein kann und meistens schwach glaukonitisch ist. In mehr oder weniger reine Feinsande sind zum Teil schwach tonige, schluffige, kalkige Feinsandlagen eingeschaltet. Daneben finden sich vereinzelt auch Einlagerungen von harten, kieseligen Feinsandsteinen. Diese sind dünn-

bankig oder plattig, fein geschichtet und in frischem Zustand carbonathaltig. Sie führen zahlreiche Kieselschwammnadeln. Die Kieselsäure der Gesteinsmatrix dürfte von den Schwammnadeln stammen.

Die Gesteinsfarbe wechselt unter Einfluß des Grundwassers. Im Grundwasserbereich sind die Feinsande hellgrau, teilweise hellgrünlichgrau. Im grundwasserfreien Bereich auf dem Hohen Esch sind sie gelbbraun bis rostbraun verwittert und enthalten einzelne dünne, limonitische Eisenschwarten.

Mineralogisch zeichnen sich die reinen Feinsande dadurch aus, daß sie neben geringen Mengen Glaukonit und akzessorischen Schwermineralen ausschließlich aus Quarzkörnern bestehen. Hierdurch und durch ihre gute Sortierung lassen sie sich deutlich von quartärzeitlichen Sanden abgrenzen. In schluffigeren Partien treten Tonminerale und ein Kalkgehalt bis zu etwa 20% hinzu. Die kieseligen Sandsteine enthalten außerdem Tiefcrystalit (Opal-CT) sowie amorphen Opal (Opal-A). Ihr Kalkgehalt ist häufig nur gering, kann vereinzelt aber bis zu 40% betragen (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Die Schwermineralführung wurde in Proben aus der kartierbegleitenden Rammkernbohrung 10216 (Hoher Esch, Kap. 10: Brg. 9) bestimmt (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Es sind ausschließlich extrem stabile bis stabile Schwerminerale vorhanden. Als Mittelwert aus vier untersuchten Proben ergeben sich folgende Schwermineralanteile: 63% Zirkon, 13% Turmalin, 15% Rutil, 1% Anatas, 2% Staurolith, 3% Epidot sowie akzessorisch Granat, Zoisit und Monazit.

Die Mächtigkeit der Feinsandfazies beträgt nach einer Bohrung auf dem Hohen Esch (Kartierbohrung 10016, R 72 540, H 76 010) etwa 30 m. Darunter folgen bis zur Endteufe von 39 m schluffige Feinsande mit Kalksandsteinbänken. Die Feinsandfazies des Blattgebiets ist als beckenwärtige Fortsetzung des Sandkörpers der Haltern-Schichten anzusehen. Stratigraphisch umfaßt sie jedoch nur einen Teil des zeitlichen Umfangs der Haltern-Schichten. ARNOLD (1964 a) beschreibt sie als „Schichten von Ahle und Ammeln“, wobei die Sande im Bereich der Ammelter Kapelle (TK 25: 3908 Ahaus) nicht hierzu gehören.

Kalkarenitfazies: Die Kalkarenitfazies (Weiner Schichten im Sinne von ARNOLD 1964 a) ist an die Schwelle im Bereich des Ochtruper Sattels gebunden und nur im Nordostteil des Blattgebiets in der Weinerbauerschaft verbreitet. In der Ammelter Mark besteht ein Übergangsbereich zwischen der Sandmergelstein- und der Kalkarenitfazies, in dem beide Faziestypen miteinander verzahnen (Ammert-Schichten im Sinne von ARNOLD 1964 a). Die Kalkarenitfazies ist aus dem seit langem bekannten, wenige hundert Meter jenseits der östlichen Blattgebietsgrenze gelegenen Aufschluß auf dem Weiner Esch (TK 25: 3809 Metelen, R 80 500, H 84 820) mehrfach beschrieben worden (MÜLLER 1904, WEGNER 1905, LEISING 1920, BÄRTLING 1925, ARNOLD 1964 a, KEMPER 1976).

Das etwa 8,5 m mächtige Profil im Steinbruch auf dem Weiner Esch wird vollständig von hellgelbgrauen, arenitischen Kalksteinen gebildet. Es setzt sich aus flachen, langgestreckten, linsenförmigen Rinnenkörpern – zum Teil mit deutlicher Schrägschichtung – und einer Gradierung mit nach oben abnehmender Korngröße zusammen. Die Anordnung der Schrägschichtungsblätter zeigt eine vorherrschende Schüttungsrichtung aus nordwestlicher bis nördlicher Richtung. Das Gestein besteht zu einem überwiegenden Teil aus Fossiltrümmern, wobei Crinoiden- (ca. 50%) und Bryozoenreste (ca. 30%) über-

wiegen (F. NEUWEILER, Berlin, mdl. Mitt.). Daneben kommen Brachiopoden-, Inoceramen-, Belemniten-, Austern- und Seeigelreste vor. Das Gestein besitzt ein korngestütztes Gefüge mit einer sparitischen Grundmasse. Der Kalkgehalt liegt zwischen 85 und 95%. Neben biogenen Kalkkomponenten (Bioklasten) kommen Glaukonite, Quarzkörner und Gesteinsfragmente (Extraktaste) nur untergeordnet vor. Es sind jedoch vor allem an der Basis von Rinnenkörpern einzelne konglomeratische Lagen vorhanden, die bis zu zentimetergroße Gerölle und größere Fossilreste (Haifischzähne, Belemnitenrostron u.a.) führen. Nach KEMPER (1976: 94) bestehen die Gerölle unter anderem aus hellgrauen, hellbraunen und dunkelgrauen Mergel- und Dolomitmergelsteinen, braunschwarzen Tonsteinen, Asphaltiten, roten Sand- und Tonsteinen und untergeordnet Phosphoriten. Die Gerölle stammen im wesentlichen aus den Kernschichten des Ochtruper Sattels. Sie zeigen, daß dieser im Obersanton bereits so stark herausgehoben war, daß sein Kern aus älteren mesozoischen Schichten erodiert wurde. Die beobachteten Sedimentstrukturen deuten auf marine Ablagerung in einem hochenergetischen, flach subtidalen Milieu hin, das von einer stetigen Bewegung und Umlagerung des Sediments geprägt war (F. NEUWEILER, Berlin, mdl. Mitt.).

Im westlich anschließenden Übergangsbereich von der Kalkarenit- zur Sandmergelsteinfazies in der Ammerter Mark (Ammert-Schichten im Sinne von ARNOLD 1964a) treten ebenfalls arenitische Kalksteinbänke auf. Neben reineren Kalksteinbänken kommen dort auch arenitische Kalkmergelsteinbänke mit Kalkgehalten bis zu 70% vor. Im Gegensatz zur zuvor beschriebenen reinen Kalkarenitfazies sind die arenitischen Bänke dort deutlich feinkörniger und enthalten einen hohen Anteil an Kieselschwammnadeln. Die Kalk- und Kalkmergelsteine wechseln mit Sandmergelsteinlagen ab. Vermutlich folgt dieser Übergangsbereich im Hangenden über der Kalkarenitfazies der Weinerbauer-schaft.

Tonmergelsteinfazies: Die Tonmergelsteinfazies ist in dem am weitesten beckenwärts gelegenen Ablagerungsraum entstanden. Sie ist im Blattgebiet nur im Santon/Campan-Grenzbereich entwickelt. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf den Osten des Blattgebiets und schiebt sich in einer schmalen Zunge bis zur Blattgebietsmitte (Wexter Mark) nach Westen vor (s. Abb. 4). Es herrschen graue, schluffige Tonmergelsteine vor. Diese sind, soweit anhand der vorliegenden Bohrproben feststellbar, homogen und schichtungslos, nur gelegentlich feinschichtig. Schwammnadeln sind häufig vorhanden. Ein geringer Feinsandgehalt kann teilweise auftreten. Dadurch ist die Tonmergelsteinfazies mehr oder weniger fließend mit der Sandmergelsteinfazies verbunden. Der Kalkgehalt schwankt um ca. 25–30%. Neben Calcit, detritischem Quarz (in der Schlufffraktion) und Tonmineralen ist auch dort regelmäßig ein deutlicher Anteil an Tiefcrystalit (Opal-CT) zu beobachten (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die Tonmergelsteinfazies wurde in typischer Ausbildung beispielsweise in den Kartierbohrungen 10034 (Wexter Mark, R 77 140, H 80 880) sowie 10174 (Strörfeld, R 79 500, H 81 790) angetroffen.

Fossilien: Das Obersanton des Blattgebiets hat aufgrund seiner Aufschlußarmut bisher nur wenige Makrofossilien geliefert. In Bohrproben wurden verschiedentlich Inoceramenfragmente beobachtet, die jedoch nicht weiter bestimmbar waren. Aus der Ammerter Mark liegt als Lesesteinfund ein Belemnitenrostrum von *Goniotoothis granulata* (BLAINVILLE) vor. Das durch ROEMER (1854: 150) von dort beschriebene Vorkommen

von *Belemnitella mucronata* (VON SCHLOTHEIM) wurde bereits von HOSIUS (1860: 316) sowie ARNOLD (1964 a) angezweifelt und wird wohl nicht zutreffend sein. KAEVER & OEKENTORP & SIEGFRIED (1978) nennen *Inoceramus (Cordiceramus) köplitzii* SEITZ vom Ahler Esch. BÖHM (1916) beschreibt die Fauna des „Untersenons“ von Burgsteinfurt (insbesondere vom Sellener Esch, der östlichen Fortsetzung der Kalkarenitfazies in der Weinerbauerschaft) und von Ahaus. Dabei nennt er auch Fossilien aus einem Schurf etwa 1 km östlich vom „Hoge Esch“ bei Graes (TK 25: 3807 Alstätte), der wahrscheinlich am Rand des Blattgebiets, ungefähr 2 km nördlich der südwestlichen Blattgebietsecke, angelegt wurde (vgl. ARNOLD 1964 a: 653). Neben Brachiopoden, Seeigeln und verschiedenen Muscheln führt er aus diesem Schurf auch *Marsupites testudinarius* VON SCHLOTHEIM an, eine für das höhere Obersanton typische Crinoide.

Eine reichhaltigere Makrofauna ist aus der Kalkarenitfazies des Steinbruchs auf dem Weiner Esch bekannt (s. MÜLLER 1904, WEGNER 1905, ARNOLD 1964a, KEMPER 1976). Neben Fischzähnen, Brachiopoden-, Inoceramen- und Crinoidenresten wird der für das Obersanton typische Belemnit *Goniot euthis granulata* (BLAINVILLE) genannt. Nach G. ERNST (Berlin, mdl. Mitt.) kommt dort neben *Goniot euthis granulata* (BLAINVILLE) auch noch *Actinocamax verus* MILLER vor. Diese Art hat ein Häufigkeitsmaximum im Obersanton, ist ansonsten aber charakteristisch für Flachwasserablagerungen.

Die Mikrofauna des Obersantons enthält unter anderem die nachfolgend genannten Leitforaminiferen (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Bolivinooides strigillatus (CHAPMAN), *Neoflabellina santonica* KOCH, *N. suturalis suturalis* (CUSHMAN), *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, *St. granulata incondita* KOCH, *Daviesina minuscula* (HOFKER), *Gavelinella pseudoexcolata* (KALININ)

Nach HILTERMANN & KOCH (1962) und KOCH (1977) ist *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN eine Art, die abgesehen von wenigen Vorläufern erst im Obersanton auftritt. *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) setzt erst im oberen Obersanton ein. Häufig fehlen die Leitarten jedoch in den sandigen und kalkarenitischen Faziesbereichen. Dort beschränkt sich die Fauna weitgehend auf stratigraphisch unspezifische Foraminiferenarten der Oberkreide.

Altersstellung und Abgrenzung: Nach mikropaläontologischem und makropaläontologischem Befund beginnt die Schichtenfolge mit allen beschriebenen Fazies-einheiten im Obersanton. Wahrscheinlich sind die ältesten zutage tretenden Teile in der Kalkarenitfazies der Weinerbauerschaft am nordöstlichen Blattgebietsrand überliefert. Bereits WEGNER (1905: 136) sah darin „Äquivalente des *Uintacrinus*-Lagers“ – Schichten mit der Crinoide *Uintacrinus westfalicus* (VON SCHLOTHEIM), die den tieferen Teil des Obersantons umfassen (*Uintacrinus/granulata*-Zone, vgl. ERNST & SCHMID 1979). ARNOLD (1964a) stufte sie in sein „Santon 4, *patootensis*-Stufe“ – somit in das höhere Obersanton – ein. G. ERNST (Berlin, mdl. Mitt.) konnte jedoch aufgrund der ihm vorliegenden Belemnitenfauna die Altersangabe von WEGNER (1905) bestätigen.

Der weitaus größte Teil der im Blattgebiet an die Festgesteinsoberfläche tretenden Obersanton-Gesteine gehört möglicherweise bereits dem höheren Obersanton, der *Marsupites/granulata*-Zone (vgl. ERNST & SCHMID 1979), an. Dies zeigen zum einen die bei BÖHM (1916) beschriebenen, aus der Südwestecke des Blattgebiets stammenden Funde

von *Marsupites testudinarius* (VON SCHLOTHEIM); zum anderen kommt in mehreren mikro-paläontologisch bearbeiteten Bohrungen, die in der Nähe des Obersanton-Verbreitungs-randes stehen, *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) vor (z. B. Bohrung 10104, Ammerter Mark, R 76 720, H 83 700; Bohrung 10132, südwestliche Blattgebietsecke, R 68 610, H 74 930; Bohrung 10121, Lasterfeld, R 69 550, H 79 550). Nach KOCH (1977) und SCHÖNFELD (1990) setzt *Bolivinooides strigillatus* (VON SCHLOTHEIM) auf der Pompeckjschen Scholle erst im höheren Teil des Obersantons (*Marsupites/granulata*-Zone) ein. Einschränkend muß jedoch gesagt werden, daß bisher nicht bekannt ist, inwieweit für Westfalen und damit für das Blattgebiet das gleiche Einsatzdatum zutreffend ist.

Ablagerungen des tieferen Obersantons scheinen im Nordwesten des Blattgebiets zu fehlen oder nur geringmächtig zu sein. Die Transgression, die dort durch aufgearbeitete Alb- und Cenoman-Faunen sowie Phosphoritknollen angezeigt wird, ist somit ebenfalls im höheren Obersanton zu vermuten. Sie fällt zeitlich zusammen mit einem globalen Wiederanstieg des Meeresspiegels nach einer regressiven Phase zu Beginn des Obersantons (vgl. SCHÖNFELD 1990). In der südwestlichen Blattgebietsecke wird – ähnlich wie im Nordosten – auch das tiefere Obersanton in größerer Mächtigkeit vorhanden sein. Dies zeigt zum Beispiel die erwähnte Bohrung 10132. Dort wurde in mikrofaunistisch untersuchten Proben unterhalb von 17 m Teufe *Bolivinooides strigillatus* (VON SCHLOTHEIM) nicht mehr gefunden. Das tiefere Obersanton gelangt jedoch nirgends an die Kreide-Oberfläche, sondern tritt erst in den westlichen Anschlußblattgebieten zutage (BENTZ 1927: 471).

Die bei ARNOLD (1964 a) mit unterschiedlichem Alter angegebenen Ammert-Schichten und die Schichten von Ahle und Ameln sind nach derzeitigem Kenntnisstand somit als weitgehend zeitgleiche Ablagerungen anzusehen. Nur die Weiner Schichten scheinen geringfügig älter zu sein. Damit bestätigt sich die Alterseinstufung, die bereits von BENTZ (1927: 471) gegeben wurde.

Unklar ist, ob die Sandfazies von Ahle/Hoher Esch im Hangenden noch in das Campan hineinreicht. In der geologischen Karte und in Abbildung 4 ist die Abgrenzung dargestellt, die nach der mikrofaunistischen Datierung wahrscheinlich ist. Dabei treten zum Teil allerdings die beschriebenen Probleme der Leitfossilarmut in sandiger Fazies auf. HOSIUS (1860: 306) beschreibt aus einem Aufschluß am Hohen Esch das Vorkommen der Ammoniten *Scaphites binodosus* (RÖMER) und *Scaphites inflatus* (RÖMER). Beides sind Ammoniten des tieferen Untercampans. Allerdings ist der Fundort dieser Ammoniten nach den Angaben von HOSIUS (1860) nicht mehr sicher zu ermitteln. Daß es sich um die als Abgrabung in der geologischen Karte eingetragene Fläche an der Nordseite des Hohen Eschs (ca. R 73 000, H 76 750) handeln könnte, ist nur eine Vermutung.

Die Sandmergelstein- und Feinsandfazies des Blattgebiets, die vom Gesteinscharakter her große Gemeinsamkeiten mit den weiter südlich bekannten Recklinghausen-Schichten (Recklinghäuser Sandmergel) beziehungsweise Haltern-Schichten (Halterner Sand) besitzen, entsprechen diesen vom stratigraphischen Umfang her jedoch nur teilweise. Während die Recklinghausen-Schichten nach ANDERSON et al. (1987) zum Teil schon im unteren Mittelsanton und die Haltern-Schichten im oberen Mittelsanton beginnen, umfassen die Sandmergelstein- und Feinsandfazies des Blattgebiets ein deutlich enger gefaßtes Zeitintervall.

Verbreitung und Mächtigkeit: Obersanton ist mit Ausnahme des Nordwestens und Nordens im gesamten Blattgebiet vorhanden. Es tritt in einem breiten Streifen an die Kreide-Oberfläche und taucht nach Südosten unter den jüngeren Schichten des Campans in den Untergrund ab (vgl. Abb. 4). In mehreren Bereichen steht Obersanton unmittelbar an der Geländeoberfläche an. In der Feinsand- und Kalkarenitfazies oder dort, wo in der Sandmergelsteinfazies vermehrt feste Bänke eingeschaltet sind, hebt es sich morphologisch deutlich hervor. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge schwankt je nach Gesteinszusammensetzung und räumlicher Lage in bezug auf die paläogeographische Situation (z.B. Schelfgebiet im Südwesten, Schwellenposition im Norden). Maximal dürfte sie etwa 100 m nicht übersteigen.

Aufschlüsse: Sandmergelsteine des Obersantons stehen teilweise im Bachbett des Goorbaches in der Ammerter Mark an (z. B. R 75 500, H 82 750). Darüber hinaus bestehen im Blattgebiet keine dauerhaften Aufschlüsse. Es gibt aber gelegentlich temporäre Aufschlüsse in den Bereichen, wo Gesteine des Obersantons an die Geländeoberfläche treten, wie zum Beispiel im Gebiet Ahle – Hoher Esch (Feinsandfazies), Füchte (Sandmergelsteinfazies) oder Ammert/Ammerter Mark (Übergang Sandmergelstein-/Kalkarenitfazies). Dort können häufig auch Lesesteine gefunden werden. Allerdings geben diese ein verfälschtes Bild der Schichtenfolge, da nur die stärker verfestigten Bänke (Kalkarenite, Sandsteine, feste Sandmergelsteine) Lesesteine liefern. Die übrigen, wenig festen Gesteine zerfallen bei ihrer Verwitterung vollständig.

3.5.2.5 Campan

Die jüngsten Kreide-Schichten des Blattgebiets gehören bereits zum Campan. Sie umfassen das Untere (krca1) und Obere Untercampan (krca2). Mit den Schichten des Oberen Untercampans endet die Überlieferung von Kreide-Ablagerungen. Obercampan-Ablagerungen finden sich erst in den nach Süden anschließenden Nachbarblattgebieten 3908 Ahaus und 3909 Horstmar. Campan-Schichten nehmen an der Kreide-Oberfläche des Blattgebiets einen breiten Raum ein. Sie umfassen praktisch den gesamten Südostquadranten und dehnen sich in der Blattgebietsmitte darüber hinaus nach Westen aus. Allerdings sind sie fast vollständig von Quartär-Ablagerungen überdeckt und nur durch Bohrungen aufgeschlossen. Gesteine des Oberen Untercampans sind nur in einer flachen Muldenstruktur im Raum Heek erhalten. Im Campan setzt sich die aus dem Obersanton bekannte Sandmergelstein- und schluffige Tonmergelsteinfazies fort (Abb. 4).

3.5.2.5.1 Unteres Untercampan (krca1)

Dülmener Schichten ARNOLD 1964 a

Gesteine: Die Schichten des Unteren Untercampans bestehen aus grauen oder grünlichgrauen, meist nur schwach verfestigten, glaukonitischen, häufig schwammnadelreichen Sandmergelsteinen und grauen, schluffigen Tonmergelsteinen. Teilweise kieselige, kalkige Feinsandsteinbänke treten nur untergeordnet auf. Im Westteil des Blattgebiets umfassen Sandmergelsteine die gesamte Schichtenfolge. Nach Osten stellen sich zunehmend schluffige Tonmergelsteine ein (vgl. Abb. 4). An der Basis und nochmals im höheren Teil des Unteren Untercampans reicht ihre Verbreitung auch weit in den West-

teil des Blattgebiets hinein. Die petrographische und mineralogische Beschaffenheit der Gesteine des Unteren Unterampan unterscheidet sich von den entsprechenden Gesteinen des Obersantons prinzipiell nicht (vgl. Kap. 3.5.2.4.3). Die ermittelten Kalkgehalte schwanken zwischen 24 und 43%.

Fossilien: Mit Ausnahme der im Kapitel 3.5.2.4.3 bereits erwähnten unterampanen Ammoniten mit fraglichem Fundort im Bereich des Hohen Eschs (Hosius 1860: 306) sind Makrofaunen aus dem Unteren Unterampan des Blattgebiets bisher nicht bekannt. In der Mikrofauna treten neben einigen bereits früher einsetzenden und bis in das Campan hineinreichenden Foraminiferenarten (vgl. Tab.7) die nachfolgend genannten Leitarten erstmals auf:

Neoflabellina rugosa (D'ORBIGNY), *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Gavelinella clementiana* (D'ORBIGNY)

Altersstellung und Abgrenzung: Lithologisch läßt sich das Untere Unterampan des Blattgebiets weder zur Sand- und Tonmergelsteinfazies des Obersantons noch zum Oberen Unterampan (krca2) abgrenzen, da in allen Einheiten ähnliche Gesteine verbreitet sind. Eine Abgrenzung kann derzeit nur mikrofaunistisch erfolgen. Da aber gerade an der Unterampan-Basis die genannten Leitforaminiferen nur vereinzelt auftreten oder aus faziellen Gründen zum Teil fehlen, ist die Grenze Santon/Campan nicht immer sicher zu ermitteln.

Die Ablagerungen des Unteren Unterampan im Blattgebiet entsprechen von ihrer Altersstellung her den Dülmen-Schichten. In ihrer typischen Ausbildung treten sie zwischen Dülmen und Coesfeld als Mergelsandstein mit Sandsteinbänken auf (ANDERSON et al. 1987: 74). Nördlich von Coesfeld gehen sie jedoch in Sandmergelsteine über und unterscheiden sich petrographisch nicht mehr von ihren Liegend- und Hangendschichten (ARNOLD 1964 a: 663).

Verbreitung und Mächtigkeit: Bei weitgehend flacher Lagerung nehmen die Schichten des Unteren Unterampan den weitaus größten Flächenanteil im Gebiet der Campan-Verbreitung ein. Ihre Mächtigkeit erreicht etwa 80 m.

3.5.2.5.2 Oberes Unterampan (**krca2**)

Untere Osterwicker Schichten ARNOLD 1964 a

Gesteine: Ähnlich wie bereits in den zuvor beschriebenen Kartiereinheiten hält auch im Oberen Unterampan die Sandmergelsedimentation weiter an. Die Schichtenfolge besteht überwiegend aus grauen, zum Teil auch grünlichgrauen, schwach verfestigten, glaukonitischen Sandmergelsteinen. Sandärmere, dafür aber tonreichere Mergelsteine (schluffige Tonmergelsteine) kommen nur untergeordnet vor. Im Gegensatz zum Unteren Unterampan sind vermehrt feste, teilweise kieselige, überwiegend jedoch kalkige, hell- bis mittelgraue Feinsandsteinbänke eingeschaltet. Diese festen Bänke sind oft nur wenige Dezimeter mächtig, treten aber mehrfach in bis zu 5 m mächtigen Horizonten gehäuft auf. Kalkgehalte zwischen 20 und 30% wurden beobachtet. Im übrigen entspricht die petrographische und mineralogische Zusammensetzung der Gesteine des Oberen Unterampan prinzipiell den in Kapitel 3.5.2.4.3 (Obersanton) gegebenen Beschreibungen.

Fossilien: Makrofaunen sind aus dem Oberen Unterampan des Blattgebiets bisher nicht sicher bekannt. Die genaue Lage der bei HOSIUS (1860: 307) erwähnten „Mergelpartien mit *Belemnitella quadrata* (das ist heute die Gattung *Goniotenthis*) zwischen Epe und Heek“ (nördlich vom Ahler Esch) läßt sich nicht mehr ermitteln. Daher kann nicht entschieden werden, ob es sich bei den genannten Belemniten tatsächlich um *Goniotenthis quadrata* (BLAINVILLE) aus dem Oberen Unterampan handelt oder ob sie aus einem tieferen Horizont stammen und möglicherweise früheren Gliedern der *Goniotenthis*-Entwicklungsreihe (ERNST 1964) zuzuordnen sind. In der Mikrofauna treten neben den für das Untere Unterampan genannten Foraminiferen *Bolivinooides granulatus* HOFKER und *Bolivinooides decoratus decoratus* (JONES) als weitere Leitarten hinzu.

Altersstellung und Abgrenzung: Zwischen dem Unteren und Oberen Unterampan ist im Blattgebiet eine Grenzziehung nach lithologischen Kriterien nicht möglich. In den Ablagerungen des Oberen Unterampan treten zwar vermehrt feste kalkige Feinsandsteinbänke auf, jedoch sind sie nicht auf diese Einheit beschränkt. Einzige Abgrenzungskriterien sind Mikrofaunen. So wurde in der Bohrung 10010 (Wichumer Mark, R 73 110, H 78 850) *Bolivinooides granulatus* HOFKER nachgewiesen (Bearbeiter K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Außerdem wurde in der Bohrung 14 des Wasserwerks Heek (R 75 250, H 76 860) durch W. HUND (unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Münster 1985) bis zur Teufe von 88 m *Bolivinooides decoratus decoratus* (JONES) gefunden. Da es sich bei dieser Bohrung um eine Spülbohrung handelt, muß allerdings mit Nachfall gerechnet werden, so daß die wahre Verbreitung von *Bolivinooides decoratus decoratus* (JONES) möglicherweise nur ein geringeres Teufenintervall umfaßt. Beide genannten Leitfossilien setzen nach HILTERMANN & KOCH (1962) sowie KOCH (1977) erst im Oberen Unterampan ein.

Die Obere Unterampan-Schichtenfolge des Blattgebiets ist etwa zeitgleich mit den Unteren Osterwicker Schichten im Sinne von ARNOLD (1964 a) entstanden. Sie tritt in den Blattgebieten 3908 Ahaus und 3909 Horstmar zutage. In ihrem tieferen Abschnitt enthält sie Sandmergelsteine, nach oben werden sie deutlich tonreicher. Insbesondere im tieferen Teil, aber auch noch höher im Profil sind kalkreiche, manchmal auch kieselige Sandstein- oder Kalksandsteinbänke eingeschaltet. Diese sind nach ARNOLD (1964 a: 664) oft sehr unregelmäßig begrenzt und gehen gelegentlich in feste, geodenartige Lagen über. Im gesamten Oberen Unterampan des Blattgebiets sind Sandmergelsteine und feste Kalksandsteinbänke vorhanden, tonreichere Mergelsteine wurden nur untergeordnet beobachtet. Somit ist eine Parallelisierung der Schichtenfolge des Blattgebiets mit dem tieferen Teil der Unteren Osterwicker Schichten im Sinne von ARNOLD (1964 a) wahrscheinlich. Nach ARNOLD (1964 a: 664) scheinen diese Schichten im südlich anschließenden Gebiet aber insgesamt kalkreicher und mit nur 30–40 m deutlich geringmächtiger zu sein. Vermutlich zeichnet sich auch hier der fazielle Übergang von Flachwasserablagerungen im Süden zu mehr beckenwärts gebildeten Schichten im Blattgebiet ab (vgl. Kap. 3.5.2.4.3).

Verbreitung und Mächtigkeit: Ablagerungen des Oberen Unterampan sind in einer flachen, Nordwest – Südost verlaufenden Muldenstruktur im Raum Heek erhalten (Heek-Osterwick-Mulde, vgl. Abb. 9). Ihre Ausdehnung dürfte rund 5 km in Muldenachsenrichtung betragen und erreicht etwa 2 km in der Breite. Die Mächtigkeit wird 90 m nicht überschreiten, wenn man die mikropaläontologischen Ergebnisse aus der Boh-

rung 14 des Wasserwerks Heek zugrunde legt – möglicherweise liegt sie aber deutlich darunter.

Känozoikum

3.6 Tertiär

Mit dem Ende der Oberkreide-Zeit wurde das Münsterland Festland. Erst im Eozän drang von Norden beziehungsweise Nordwesten das Meer nochmals in das nordwestliche Münsterland vor und bedeckte das Blattgebiet vermutlich weitgehend. Heute sind jedoch nur noch geringe Erosionsrelikte von eozänen Meeresablagerungen vorhanden.

Im weiteren Verlauf des Tertiärs war das Blattgebiet vermutlich nicht mehr vom Meer bedeckt. Die Küstenlinie verlief wahrscheinlich nicht weit westlich und nördlich des Blattgebiets (vgl. VINKEN 1988). Aus den benachbarten Räumen sind entsprechende marine Ablagerungen des Oligozäns und Miozäns bekannt (BENTZ 1933, K.-D. MEYER 1988). Während dieser Zeit unterlag das münsterländische Festland der Verwitterung und Abtragung.

Festländische Tertiär-Sedimente sind im Blattgebiet nicht überliefert. Ein vermutlich tertiärzeitliches Alter hat jedoch die Bildung von limonitischen Eisenschwarten, die in den Sanden der obersantonen Feinsandfazies im Raum Ahle – Hoher Esch auftreten (vgl. Kap. 3.5.2.4.3). Sie ist vergleichbar mit der Entstehung der Eisenschwarten in den Haltern-Schichten (Halterner Sanden) und wurde durch DAHM-ARENS (1972) ausführlich beschrieben. Sie geht auf Lösungs- und Ausfällungsvorgänge des Eisens zurück, die sich im Grundwasserschwankungsbereich unter Einfluß des feuchtwarmen tertiärzeitlichen Klimas ereigneten. Als Bildungszeitraum kommt das Alttertiär bis einschließlich Miozän in Frage.

3.6.1 Eozän (teo)

Marines Eozän ist in einer tektonisch begrenzten Scholle im Bereich der Überschiebungszone südlich des Ochtruper Sattels überliefert (vgl. Kap. 4).

Gesteine: In der nordöstlichen Ecke des Blattgebiets haben mehrere Sondierungen einen kalkfreien, schluffigen Ton bis tonigen Schluff angetroffen. Zur genaueren petrographischen und stratigraphischen Erkundung dieser Schichtenfolge wurde daraufhin knapp außerhalb des Blattgebiets im Bereich des östlichen Nachbarblattes 3809 Metelen eine 23 m tiefe Rammkernbohrung niedergebracht (Bohrung 10230, Ochtrup/Weiner Mark, R 79 780, H 85 180). Das Profil dieser Bohrung zeigt unter einer etwa 6 m mächtigen quartären Deckschicht einen grauen bis blaugrauen, teilweise auch grünlichgrauen, schwach glimmerführenden, stark tonigen Schluff, teilweise auch schluffigen Ton von halbfester bis fester Konsistenz, der nach unten in einen schwach verfestigten tonigen Schluffstein übergeht. Charakteristisch sind Einlagerungen von millimeterdünnen Grobschluff- bis Feinsandlagen aus Quarz- und einzelnen Glaukonitkörnern, die sich durch ihre weißgraue Farbe deutlich von den umgebenden tonigen Schluffen abheben. Die Sandlagen sind unregelmäßig flaserig bis linsenförmig und schwanken in ihrer Anzahl und Häufigkeit innerhalb des Profils. Sie zeigen aber ein durchweg starkes Einfallen der

Schichtenfolge an, das bis zu 45° betragen kann. In den Tonen treten gelegentlich Pyrit- oder Markasitkonkretionen auf.

An mehreren Proben wurde die Kornverteilung ermittelt. Bei nur geringen Abweichungen kommen im Mittel 36 % Ton, 12 % Feinschluff, 18 % Mittelschluff, 21 % Grobschluff sowie 13 % Feinsand vor. Der Mineralbestand ist im gesamten Profil einheitlich. Bei fehlendem Carbonat treten Quarz, in Spuren Feldspat und Pyrit sowie die Tonminerale Montmorillonit, Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Minerale, Kaolinit und sehr untergeordnet Chlorit auf (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

An einem kleinen kohligen Holzrest, vermutlich Treibholz, erfolgte eine Inkohlungsuntersuchung (A. VIETH-REDEMANN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Reflexionsmessungen zeigen mit Werten zwischen 0,26 und 0,30 % R_m eine Inkohlung im Weichbraunkohlen-Stadium. Die ermittelten Werte liegen in der gleichen Größenordnung wie die aus der Nachbarschaft verfügbaren Inkohlungsdaten der Unterkreide (vgl. Kap. 3.5.1.6.1).

Die petrographische Beschaffenheit des Ochtruper Eozäns ist vergleichbar mit der aus dem Emsland (KÜHNE in BOIGK et al. 1960), aus den tertiären Schuppen im Emsbürener Stauchwall (TK 25: 3609 Schüttorf, vgl. K.-D. MEYER 1988), dem niederländischen Gebiet um Enschede und Oldenzaal (BENTZ 1930b) sowie aus dem Raum Vreden – Alstätte (MEYER & RESCHER 1989) bekannten Eozän-Ausbildung.

Fossilien und Altersstellung: Makrofossilien liegen aus dem Eozän des Blattgebiets nicht vor. Der stratigraphische Nachweis von Eozän erfolgte durch mikropaläontologische Untersuchungen am Kernmaterial der Rammkernbohrung 10230. Der Mikrofossilinhalt besteht aus Fischzähnen, glattschaligen Ostracoden und den pyritisierten Scheibchen-Diatomeen *Coscinodiscus* sp.1, *Coscinodiscus* sp. 2 sowie *Triceratium* sp. 1 (Bestimmung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die Diatomeen-Flora zeigt rein marine Ablagerungsbedingungen an (BENDA 1965). Nach HILTERMANN (in BOIGK et al. 1960: 163) sowie BETTENSTAEDT et al. (1962) ist diese Vergesellschaftung für das tiefe Untereozän (Untereozän 1) der herkömmlichen nordwestdeutschen Gliederung charakteristisch. Das Untereozän 1 entspricht dem tieferen Ypresium der europäischen Tertiär-Stufengliederung (vgl. MARTINI 1986). Allerdings ist diese Fossilvergesellschaftung nicht ausschließlich hierauf beschränkt. Denkbar wäre auch eine Einstufung in das Untereozän 4, das dem oberen Ypresium und tiefsten Lutetium (Mitteleozän) entspricht. In diesem stratigraphischen Niveau treten im nordwestdeutschen Tertiär-Becken wie bereits im Untereozän 1 sandige, kalkfreie Tone mit überwiegend Kieselskelett tragenden Organismen auf (Diatomeen, Radiolarien, Schwammnadeln, selten agglutinierende Foraminiferen). Eine ähnliche Fauna und Flora haben MEYER & RESCHER (1989) aus dem Untereozän der Bohrungen Vreden 7 (TK 25: 3907 Ottenstein) und Alstätte 3 (TK 25: 3807 Alstätte) beschrieben.

Das Eozän-Alter der Schichtenfolge wird auch durch palynologische Daten gestützt. R. STRITZKE (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) konnte in Proben aus einer nahe bei der erwähnten Bohrung niedergebrachten Sondierung (Sondierung 30546, R 79 750, H 85 150) Pollen sowie Dinoflagellatenzysten des Tertiärs nachweisen. Neben einigen vermutlich verschleppten quartärzeitlichen Pollen sowie stratigraphisch insignifikanten Dinoflagellatenzysten wurden folgende für das Eozän charakteristische Leitformen gefunden:

Verbreitung, Abgrenzung und Mächtigkeit: Eozän-Ablagerungen sind nur in der Nordostecke des Blattgebiets, unmittelbar südlich der Ortslage Ochtrup, sicher nachgewiesen. Es ist der westliche Teil eines nur etwa 400 m breiten, aber etwa 3,5 km langen, West – Ost verlaufenden, streifenförmigen Vorkommens, das sich bis weit in das Blattgebiet 3809 Metelen hinein fortsetzt. Natürliche Aufschlüsse existieren nicht, da die Eozän-Schichten überall von Quartär-Ablagerungen überdeckt sind. Die Umgrenzung des Vorkommens ist jedoch durch Sondierungen gut bekannt. Es läßt sich gegenüber den unterlagernden Tonmergelsteinen des Coniacs und Untersantons gut durch den fehlenden Kalkgehalt abgrenzen.

Das Eozän von Ochtrup ist ein kleines Erosionsrelikt eines ehemals weiter ausgedehnten Vorkommens. Es konnte sich nur in einer besonderen tektonischen Position zwischen zwei Störungsbahnen in der Überschiebungszone südlich des Ochtruper Sattels erhalten. Die Schichten sind dort mit bis zu 45° vermutlich nach Süden gegen die südliche Störungsbahn gekippt. Die Lagerung zeigt, daß nach dem Eozän noch größere tektonische Bewegungen stattgefunden haben müssen (vgl. Kap. 4.5).

Die maximale Mächtigkeit der Ablagerungen ist nicht bekannt, da sie bisher nicht vollständig durchbohrt wurden. Die Kartierbohrung 10230 hat bei ihrer Endteufe von 23 m die Basis des Eozäns noch nicht erreicht. Unter Berücksichtigung der quartären Deckschichten und des Schichteneinfallens wurde dort eine mindestens 15 m mächtige Schichtenfolge durchörtert. Die Gesamtmächtigkeit dürfte etwa bei 20–25 m liegen.

Kleine Eozän-Relikte werden auch am nordwestlichen Blattgebietsrand vermutet. Sie sind dort aber mit Sicherheit nur sehr geringmächtig und äußerst lückenhaft verbreitet, so daß sie nicht kartiert werden können. Vorkommen von Eozän-Relikten in diesem Raum wurden durch die oberste mikropaläontologisch untersuchte Probe (Teufe 10–15 m) aus der Solungsbohrung Epe S62 (R 69 747, H 81 979) belegt (Untersuchung K. RESCHER, Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf.). Dort wurde eine Mischfauna vorgefunden, die neben Arten der Unter- und Oberkreide auch die in Ablagerungen des nordwestdeutschen Untereozäns sehr häufig vorkommende pyritisierte Scheibchen-Diatomee *Coscinodiscus* sp. 1 enthielt (BETTENSTEAEDT et al. 1962).

3.7 Quartär

In weiten Teilen des Blattgebiets sind Ablagerungen des Quartärs an der Geländeoberfläche verbreitet. Sie bedecken diskordant die mesozoischen und tertiären Schichten. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen maximal etwa 40 m im Bereich rinnenartiger Eintiefungen in den Festgesteinsuntergrund und dünnt an anderen Stellen bis auf einen wenige Zentimeter oder Dezimeter mächtigen Schleier aus – vorwiegend dort, wo Festgesteine sich morphologisch herausheben. Am häufigsten ist eine rund 5–10 m mächtige Quartär-Schichtenfolge anzutreffen. Ablagerungen unter 50 cm Mächtigkeit sind in der Regel auf dem Kartenblatt nicht dargestellt.

Die Sedimente des Quartärs bestehen überwiegend aus Fein- und Mittelsanden, seltener aus Grobsanden und Kiesen. Daneben sind reine Schluffe, tonig-sandige Schluffe oder schluffig-sandige Tone (Grundmoräne), Torfe und andere humose Bildungen ver-

breitet. Der überwiegende Teil der Quartär-Ablagerungen entstand im Pleistozän, dem älteren Quartär. Ihre Entstehung wurde durch einen mehrfachen klimatischen Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten und durch den Vorstoß des Inlandeises bis in die Westfälische Tieflandsbucht beeinflusst. Dabei spielten fluviatile, glazigene, glaziofluviatile, solifluidale und äolische Sedimentationsvorgänge sowie das organogene Wachstum von Mooren eine Rolle.

Im jüngsten Quartär, dem Holozän, das bis in die Gegenwart andauert, sind keine kaltzeitlichen Klimaerlässe bekannt. Im jüngeren Holozän sind die Eingriffe des Menschen in die natürliche Landschaft von großer Bedeutung. So müssen bei der Erarbeitung der geologischen Karte zum Beispiel die Torfgewinnung und anschließende Kultivierung von Moorflächen, künstliche Bodenverbesserungen durch Plaggenauftrag oder Drainagemaßnahmen, die Regulierung von Bächen und Flüssen, die Einflüsse von Besiedlung und Landnutzung auf die Bodenerosion sowie die künstlichen Veränderungen des Reliefs durch Aufschüttungen oder Abgrabungen berücksichtigt werden.

Die geologische Karte zeigt in einer Zweischich-

Tabelle 8
Gliederung des Quartärs

	Jahre vor heute*	Norddeutschland			
Holozän	3100	Postglazial	Subatlantikum		
	5000		Subboreal		
8000	Atlantikum				
9000	Boreal				
10300	Präboreal				
Pleistozän	11800	Spätglazial	Jüngere <i>Dryas</i> -Zeit		
			Alleröd-Interstadial		
			Ältere <i>Dryas</i> -Zeit		
			Bölling-Interstadial		
			Älteste <i>Dryas</i> -Zeit		
	13000	Weichsel-Kaltzeit	Hochglazial	Meiendorfer Interstadial	
				Pommersches Stadium	
				Blankenberg-Interstadial	
				Frankfurter Stadium	
				Brandenburger Stadium	
			29000	Frühglazial	Denekamp-Interstadial
					Hengelo-Interstadial
					Moershoofd-Interstadial
					Odderade-Interstadial
					Brörup-Interstadial
115000			Amersfoort-Interstadial		
Mittel-	127000	Eem-Warmzeit			
	245000	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium		
			Rückschmelzphase (Interstadial?)		
			Drenthe-Stadium		
Alt-	330000	Holstein-Warmzeit			
	1000000		Elster-Kaltzeit		
			Cromer-Komplex		
			Menap-Kaltzeit		
			Waal-Warmzeit		
			Eburon-Kaltzeit		
2400000				Tegelen-Komplex	
		Prätegelen			

* nach KLOSTERMANN (1992)

tendarstellung die Gesteinsabfolge im oberflächennahen Bereich bis zu einer Tiefe von 2 m. Dabei ergibt sich für die Quartär-Ablagerungen an der Geländeoberfläche ein Bild, das vorwiegend von den spätweichselzeitlichen Talsanden der Oberen Niederterrasse und darüberliegenden Flugsanden geprägt wird. Alle übrigen Gesteinseinheiten des Quartärs treten im Kartenbild stark zurück. Sie nehmen nur kleine Flächen an der Geländeoberfläche ein oder kommen sogar erst in einer Tiefe unterhalb von 2 m vor. Einen Überblick über den Aufbau, die Verbreitung und die räumliche Zuordnung der Quartär-Ablagerungen im Untergrund geben die geologischen Schnitte (Taf. 1 in der Anl.). Die Höhenlage der Quartär-Basis (zugleich die Höhenlage der Festgesteinsoberfläche) zeigt Tafel 2 der Anlage. Sie verdeutlicht den Verlauf von Rinnen, die in die Festgesteinsoberfläche eingetieft sind und ein altes Abflußsystem widerspiegeln. Tabelle 8 zeigt die stratigraphische Gliederung des Quartärs der bisher in Nordrhein-Westfalen gebräuchlichen Einteilung. Eine nomenklatorische Anpassung der Pleistozän-Gliederung an den internationalen Standard wurde noch nicht berücksichtigt (KLOSTERMANN 1995).

3.7.1 Pleistozän

Die wahrscheinlich ältesten, möglicherweise in das Altpleistozän datierenden Quartär-Ablagerungen sind Sedimente an der Basis einer übertiefen Rinne im Westteil des Blattgebiets; ihre zeitliche Einstufung ist aber nicht sicher belegt. Darüber hinaus sind Ablagerungen des Altpleistozäns, insbesondere Glazialsedimente der Elster-Kaltzeit, nicht bekannt. Auch ein holsteinzeitliches Alter von Rinnenablagerungen, wie es zum Teil aus anderen Gebieten des nördlichen Münsterlandes beschrieben wurde (z. B. BAECKER 1963, THIERMANN 1970 a, STAUDE 1982), läßt sich bisher stratigraphisch nicht belegen. Aus der Saale-Kaltzeit sind Schmelzwasserablagerungen (Vor- und Nachschüttsande) sowie die Grundmoräne als glazigene Bildung des Drenthe-Stadiums überliefert. Ein zweiter Eisvorstoß, der nach einer Rückschmelzphase im Warthe-Stadium erfolgte, hat das Blattgebiet nicht mehr erreicht.

Sedimente der Eem-Warmzeit sind im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen. Wahrscheinlich setzte bereits gegen Ende der Eem-Warmzeit die Aufschüttung der Oberen (= Älteren) Niederterrasse ein. Sie dauerte bis in das Weichsel-Spätglazial an und schloß mit der periglazial überformten Talsandebene ab. Mit der Bildung von Uferwällen während des Alleröds nahmen die Gewässer ihren heutigen Talverlauf ein. Fluviale Erosion und Akkumulation von Sedimenten beschränkten sich von nun an auf den durch die Uferwälle vorgegebenen Bereich. Als jüngste fluviale Ablagerung wurde in der Jüngeren *Dryas*-Zeit die Untere (= Jüngere) Niederterrasse gebildet. Fließerdebildungen und äolische Verlagerungen von Sanden auf den weiten Flächen der Talsandebene (Flugsand, Ältere Dünen) datieren ebenfalls in das Weichsel-Spätglazial, letztere hielt jedoch auch noch im Holozän weiter an.

3.7.1.1 Alt- bis Mittelpleistozän (Prätegelen bis Saale-Kaltzeit)

Im Blattgebiet kommen im unteren Teil von schmalen, in den Kreide-Untergrund eingetieften Rinnen sandige und teilweise auch schluffige Sedimente vor, deren Altersstellung fraglich ist. Kartiertechnisch lassen sie sich in den Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) nicht gesondert darstellen und müssen mit der Kartiereinheit „Knochenkies“ (w,Kn; s. Kap.

3.7.1.4.1.1) zusammengefaßt werden – ihre Position in den unteren Profilabschnitten der zum Teil übertiefen Rinnen sowie ihre petrographische Beschaffenheit und Fossilführung (Mikroflora) machen für einen Teil dieser Ablagerungen aber ein alt- bis mittelpleistozänes Alter wahrscheinlich.

3.7.1.1.1 Rinnenablagerungen

Das gesamte Blattgebiet wird an der Basis des Quartärs von mehreren schmalen, oft nur wenige hundert Meter breiten Rinnen durchzogen, die in den Kreide-Untergrund eingekerbt sind (s. Taf. 2 in der Anl.). Diese Rinnen sind vollständig mit Quartär-Ablagerungen aufgefüllt und daher an der Geländeoberfläche nicht sichtbar. Überwiegend dürften es wohl alte Abflußlinien sein, die durch Tiefenerosion entstanden sind. Eine dieser Rinnen quert das Blattgebiet von Südosten nach Nordwesten – etwa im Verlauf der heutigen Dinkel (Dinkelrinne). Sie wird auch als „Ur-Dinkelrinne“ bezeichnet (BAECKER 1963). Nördlich von Nienborg mündet ein von Osten kommender Ast in diese Rinne ein. Eine weitere, Ost – West verlaufende, allerdings weniger stark eingetiefte Rinne folgt im Norden des Blattgebiets etwa der Überschiebungszone südlich der Sattelstrukturen von Gronau und Ochtrup. Sie biegt westlich des Eper Berges nach Norden um, um sich außerhalb des Blattgebiets in Gronau mit der Dinkelrinne zu vereinigen. Die genannten Rinnen haben ein Gefälle nach Norden, das, abgesehen von einigen Bereichen mit geringen Übertiefungen, weitgehend gleichmäßig verläuft. Mit einer Höhenlage ihrer Sohle bei etwa +18 m NN verläßt die Dinkelrinne nordwestlich von Epe das Blattgebiet. In den genannten Rinnen lagern, soweit bisher bekannt, weichselzeitliche fluviatile Sedimente. Nur im Nordosten, in der Weinerbauerschaft, finden sich unter den weichselzeitlichen Ablagerungen auch noch Reste der Grundmoräne und Nachschüttsande der Saale-Kaltzeit (vgl. Kap. 3.7.1.2.2 und 3.7.1.2.3, s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt L – M).

Ganz anders sind hingegen die Verhältnisse in einer schmalen Rinne, die vom westlichen Blattgebietsrand vom Tal der Ahauser Aa aus nach Nordosten strebt und im Bereich Lasterfeld in die Dinkelrinne mündet. Mehrere Bohrungen und geoelektrische Messungen zeigen, daß die Sohle dieser Rinne teilweise bis unter +5 m NN herunterreicht. Weder nach Westen im Gebiet von Blatt 3807 Alstätte noch nach Norden hat sie eine Fortsetzung mit solcher Tiefe. Da ein natürliches Gefälle fehlt, ist anzunehmen, daß diese langgestreckte Hohlform nicht ausschließlich durch ein subaerisches Flußsystem ausgeräumt wurde, sondern eine andere Entstehungsgeschichte hat.

Die Sedimentfüllung im Rinnentiefsten ist im Nordteil des übertiefen Abschnitts durch mehrere Bohrungen des Wasserwerks Epe-Süd (Langeseite, nördlich des Fünf-Wege-Sterns) sowie weiter südlich durch die kartierbegleitenden Spülbohrungen 10007 (Kap. 10: Brg. 8) und 10030 (Ahauser Aa, R 68 782, H 78 170) bekannt. Sie besteht aus einer Folge von grauen bis grünlichgrauen, schwach kalkigen Mittelsanden, die teilweise Grobsand- und Feinkiesanteile mit nordischen Bestandteilen enthalten, teilweise aber auch feinkörniger (Fein- bis Mittelsand) sein können. Eingelagert sind einzelne Horizonte mit schluffigen, mitunter auch schwach tonigen Fein- und Mittelsanden. Humose Lagen wurden nicht erbohrt. Vereinzelt Molluskenschalenreste sind in den Bohrprotokollen beschrieben. Überlagert werden diese auf die übertiefen Bereiche beschränkten Rinnenablagerungen (Rinnensande) von frühweichselzeitlichen Schluffen und Sanden.

Bisher liegt nur aus einer einzigen Bohrung ein pollenanalytisches Ergebnis vor. Eine am Rand der Rinne niedergebrachte Bohrung im Gebiet des Wasserwerks Epe-Süd (R 70 720, H 81 200) zeigt in einem tonigen Feinsand aus Teufe 29,5–30,0 m – unmittelbar an der Quartär-Basis – ein überwiegend von Baumpollen geprägtes Pollenspektrum. Es dominieren Nadelgehölze und Birken. Auffallend ist jedoch ein deutlicher Anteil prä- bis frühquartärer Pollen wie *Sciadopitys*, *Taxodium*, *Nyssa* und *Carya* (Bearbeiter R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Nach KLOSTERMANN (1992) kommen diese Pollen im Altquartär des Niederrheingebiets bis in den Tegelen-Komplex vor, danach fehlen sie. Eine gesicherte Datierung der Rinnenablagerungen ist auf der Basis einer einzigen Probe allerdings nicht möglich, zumal eine allochthone Einbettung der altquartären Pollen in jüngerem Sedimenten nicht ausgeschlossen werden kann.

Alter und Genese der Rinnen sowie das Alter der Rinnenablagerungen bleiben somit unklar. Sicher ist, daß alle Rinnen in der frühen Weichsel-Kaltzeit bereits bestanden haben, da sie von diesem Zeitpunkt an mit Sedimenten zugeschüttet wurden. Auch die Rinnenablagerungen im unteren Teil der übertieften Rinnenabschnitte müssen zumindest teilweise bereits vorhanden gewesen sein. Eine eemzeitliche bis frühest-weichselzeitliche Anlage muß daher für einen großen Teil der Rinnen als spätester Bildungszeitraum angenommen werden. Wenigstens einige Rinnenabschnitte im Norden und Westen des Blattgebiets dürften aber auch älter sein. So zeigt die im Nordosten des Blattgebiets in der Weinerbauerschaft im Rinnentiefsten lagernde Grundmoräne eine mindestens frühdrenthezeitliche Entstehung an (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt L – M). Auch sind im Nordwesten des Blattgebiets am Rand der Dinkelrinne – so zum Beispiel in einer Ausbuchtung westlich von Epe – unter einer mehrere Meter mächtigen Grundmoräne bis zu 9 m mächtige Vorschüttungsdecke erbohrt worden (s. Kap. 10: Brg. 4 und 7, vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt T – U). Solche Ablagerungen sind im Zentrum der Dinkelrinne wohl durch spätere, wahrscheinlich eemzeitliche Erosion wieder abgetragen worden (vgl. SPEETZEN 1990: 15). Möglicherweise kommt für diese Rinnenabschnitte eine Anlage während der späten Elster-Kaltzeit oder der Holstein-Warmzeit in Betracht. Aus der späten Elster-Kaltzeit ist eine verstärkte Tiefenerosion bekannt (SPEETZEN 1990: 10).

Auch der übertiefe Rinnenast im Westen des Blattgebiets dürfte mindestens drenthezeitliches Alter haben. Möglich ist eine Ausformung der Rinne durch subglaziale Schmelzwässer, ähnlich wie dies für die Rinne des Münsterländer Kiessandzuges angenommen wird (vgl. STAUDE 1986: 48) oder auch aus Teilen Niedersachsens bekannt ist (KUSTER & MEYER 1979). Da subglaziale Schmelzwasserabflüsse meistens unter hydrostatischem Überdruck erfolgen, unterliegen sie nicht den Gesetzmäßigkeiten eines normalen, subaerischen Fließsystems und sind daher in der Lage, entgegen dem natürlichen Gefälle in die Tiefe hinein zu erodieren (vgl. HILDEN in HILDEN et al. 1993: 54). Die Sedimente im übertieften Rinnenbereich müßten dann in die ausgehende Drenthe-Zeit bis frühe Weichsel-Kaltzeit datiert werden und entsprächen den Kartiereinheiten „Nachschüttungsand“ bis „Knochenkies“. Ähnliche Ablagerungen beschreibt HINZE (1988: 43) aus dem Blattgebiet 3608 Bentheim als „Älteren Niederungssand“. Dieser umfaßt sandige Sedimente, die wahrscheinlich unter wechselnden Bildungsbedingungen entstanden. So können spätdrenthezeitliche Schmelzwasserablagerungen und warthezeitliche fluviatile Ablagerungen darin enthalten sein. Saalezeitliche Schmelzwasserablagerungen sind auch aus ähnlichen Rinnen im deutsch-niederländischen Grenzgebiet bei Vreden bekannt (B. MEYER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., mdl. Mitt.).

Eine subglaziale Ausräumung der übertieften Rinne während einer elsterzeitlichen Eisbedeckung und damit möglicherweise ein holsteinzeitliches bis frühsaalezeitliches Alter der Rinnenablagerungen (etwa vergleichbar mit dem Unteren bzw. Oberen Schneckensand, vgl. STAUDE 1982) kann nach derzeitigem Kenntnisstand wohl ausgeschlossen werden. Eine solche Eisbedeckung, die etwa der saalezeitlichen Inlandeisausdehnung entsprochen haben soll, wird zwar seit langem sehr gegensätzlich diskutiert, bis heute fehlen hierfür aber eindeutige Beweise (z. B. WEGNER 1926: 324; HESEMANN 1956, 1975; THOME 1980, 1983; KLOSTERMANN 1985; SPEETZEN 1986; GUNDLACH & SPEETZEN 1990; HILDEN in HILDEN et al. 1993: 51 – 52). Nach ZANDSTRA (1992) sowie SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) ist anzunehmen, daß der Einfluß einer elsterzeitlichen Eisbedeckung auf ein Gebiet nördlich des Münsterlandes beschränkt war.

Die bisherigen stratigraphischen Erörterungen geben noch keine Erklärung für die altquartäre Pollenflora, die – wie oben beschrieben – in einer Bohrung nachgewiesen wurde, es sei denn, man nimmt eine spätere allochthone Einbettung der Pollen an. Es muß daher als ein weiterer möglicher Entstehungsmechanismus der übertieften Rinne eine allmähliche Absenkung durch Subrosion angenommen werden. Es fällt auf, daß die übertieften Rinnenbereiche sich bogenförmig im Osten an die im Untergrund vorhandene Salzstruktur Epe (vgl. Kap. 4.1 und Abb. 9) anlehnen. Mehrfache Bewegungen des Salzes, zuletzt während der Oberkreide, sind bekannt (vgl. Kap. 3.5.2.2 und 4.4). Denkbar, bisher jedoch durch keine weiteren Indizien belegbar, sind darüber hinaus auch junge Bewegungen während des Tertiärs und Altpleistozäns, die mit allmählichen, subrosionsartigen Eintiefungen im Randbereich der Salzstruktur einhergegangen sind. In dieser Senke könnten altquartäre Sedimente abgelagert und zumindest teilweise bis heute erhalten sein. Mit Sicherheit kann aber nur ein Teil der Rinnenablagerungen im Rinnentiefsten ein altpleistozänes Alter haben. In darüber folgenden Horizonten sind bereits nordische Komponenten gefunden worden, die frühestens in glaziofluviatilen Sedimenten der Saale-Kaltzeit auftreten können. Eine Entstehung der Rinnenablagerungen unter komplexen, bislang nicht endgültig zu klärenden Ablagerungsbedingungen in mehreren Zeitphasen ist somit nicht auszuschließen.

Da sichere Belege für ein mittel- bis altpleistozänes Alter der Rinnenablagerungen (Rinnensande) nicht zu erbringen sind, werden sie in den geologischen Schnitten (Taf.1 in der Anl.) nicht gesondert dargestellt, sondern mit dem frühweichselzeitlichen Knochenkies zusammengefaßt (vgl. Kapitel 3.7.1.4.1.1).

3.7.1.2 Saale-Kaltzeit

Die ältesten, sicher datierbaren Quartär-Ablagerungen des Blattgebiets stammen aus der Saale-Kaltzeit. Während dieser Zeit dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa ausgehend bis in das Münsterland aus. Dabei wurde das Blattgebiet vollständig vom Inlandeis überdeckt. Es lassen sich zwei Perioden mit größeren Eisvorstößen (Stadiale) unterscheiden, die durch eine Rückschmelzphase getrennt sind. Ob es sich dabei um ein Interstadial oder gar um eine kurze Zwischenwarmzeit handelt (Groß-Interstadial, Gerdau-Interstadial oder Treene-Warmzeit), ist unklar (vgl. KLOSTERMANN 1985, 1992; SPEETZEN 1986; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Es hat jedoch nur der erste Eisvorstoß während des Drenthe-Stadiums das Münsterland und damit das Blattgebiet erreicht.

Die saalezeitlichen Sedimente des Blattgebiets wurden im Drenthe-Stadium vor, während und nach der Eisüberdeckung abgelagert. Sie gliedern sich in den Vorschütt-sand, der vor dem Rand des heranrückenden Eises als glaziofluviales Sediment (Schmelzwasserablagerung) entstand. Darüber folgt die Grundmoräne (Till, vgl. PIOTROWSKI 1992), die als glazigene Bildung während der Eisbedeckung sedimentiert wurde. Zum Abschluß folgt nochmals eine glaziofluviale Ablagerung, der sogenannte Nach-schütt-sand. Im Blattgebiet hat lediglich die Grundmoräne eine größere Verbreitung und ist vor allem im Nordosten und Westen anzutreffen. Vor- und Nachschütt-sande treten nur lokal auf.

Ablagerungen aus der sich anschließenden Rückschmelzphase und dem Warthe-Stadium der späten Saale-Kaltzeit sind im Blattgebiet nicht überliefert. Ob gewisse Teile der Rinnenablagerungen (s. Kap. 3.7.1.1.1) in diesem Zeitraum gebildet wurden, ist nicht bekannt. Im Münsterland überwogen zu dieser Zeit bei anhaltendem Periglazialklima Erosion und Abtragung, so daß Sedimente dieser Epoche nur lückenhaft in Senken und Depressionen erhalten bleiben konnten (THIERMANN 1985). Eine weitere starke Abtragung während der frühen Weichsel-Kaltzeit hat wahrscheinlich auch die wenigen Ablagerungen jener Zeit wieder entfernt. Ob einige der in Kapitel 3.7.1.4 beschriebenen Frost-bodenstrukturen bereits während der späten Saale-Kaltzeit entstanden sind, ist nicht erwiesen.

3.7.1.2.1 Vorschütt-sand (D,S,gf(1))

Im Westen des Blattgebiets haben zwei Bohrungen (Kartierbohrungen 10002 und 10134, Kap. 10: Brg. 4 und 7) unter der Grundmoräne eine mehrere Meter mächtige Sandfolge angetroffen. Sie wird als Schmelzwasserablagerung vor dem heranrückenden Inlandeis des Drenthe-Stadiums angesehen und entsprechend als Vorschütt-sand dargestellt (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt T – U).

Gesteine: Die Bohrung 10002 zeigt eine 9 m mächtige Folge eines grauen, schwach kalkigen, feinsandigen, schwach grobsandigen, schwach kiesigen Mittelsandes mit einzelnen Einlagerungen von schwach schluffigem Mittelsand. In der Bohrung 10134 wurde eine 3 m mächtige Folge von feinsandigem Mittel- und Grobsand erbohrt. In beiden Bohrungen waren wenige nordische Komponenten zu finden. Ein gegenüber dem Nach-schütt-sand vergleichsweise geringer Anteil nordischer Komponenten ist für die Vorschütt-ablagerungen des Münsterlandes charakteristisch, da zunächst im Vorland des Gletschers einheimisches Sedimentmaterial aufgearbeitet und umgelagert wurde. Die vom Eis herbeigebrachten nordischen Gesteine treten dabei mengenmäßig stark zurück (THIERMANN 1970a). Wegen fehlender Aufschlüsse konnte die für einen Vorschütt-sand typische intensive Kreuzschichtung nicht beobachtet werden. Es fehlen aber auch Schneckenschalen und Torfeinlagerungen, die diese Sande als periglaziale Ablagerung im Vorfeld der Vergletscherung ausweisen würden (Oberer Schneckensand, vgl. STAUDE 1982: 27).

Verbreitung und Mächtigkeit: Vorschütt-sand wurde in größerer Mächtigkeit nur in den beiden beschriebenen Bohrungen in der nordwestlichen Ecke des Blattgebiets nachgewiesen. Darüber hinaus finden sich gelegentlich in einzelnen Bohrungen an der Basis der Grundmoräne wenige Dezimeter mächtige Sande, die ebenfalls als Vor-

schüttsand zu bezeichnen sind, wegen ihrer geringen Mächtigkeit aber nicht dargestellt werden können. Die Verbreitung des Vorschüttsandes ist im Blattgebiet bei einer stark schwankenden Mächtigkeit somit sehr lückenhaft und nur auf wenige, engräumig begrenzte Vorkommen beschränkt, die von einer späteren Erosion verschont worden sind. Vermutlich sind im Westteil des Blattgebiets im Randbereich der Dinkelrinne noch weitere Vorschüttsandrelikte vorhanden. Ob die nachgewiesene Mächtigkeit von 9 m an anderen Stellen überschritten wird, ist nicht bekannt.

3.7.1.2.2 Grundmoräne (D,Mg)

Als Grundmoräne oder Till wird ein Sediment bezeichnet, das durch Gletschereis transportiert und später abgelagert wurde, wobei keine oder nur eine ganz geringe Materialsortierung durch fließendes Wasser stattfand (PIOTROWSKI 1992). Es ist gekennzeichnet durch ein inhomogenes, meist ungeschichtetes und schlecht sortiertes Gemisch aus Gesteins- und Mineralbruchstücken mit meist bindiger Grundmasse (HINZE et al. 1989).

Gesteine: Die petrographische Zusammensetzung der Grundmoräne des Blattgebiets ist nicht einheitlich. Charakteristisch ist eine bindige, ungeschichtete und unsortierte Ablagerung mit einem breiten Korngrößenspektrum. Sie besteht überwiegend aus Schluff mit wechselnden Anteilen von Ton, Sand und Kies und enthält darüber hinaus einzelne Steine und Blöcke bis zu mehreren Dezimetern Größe. Kiese, Steine und Blöcke sind mehr oder weniger stark gerundet und von unregelmäßiger Gestalt. Häufig zeigen sie ungeordnete oder parallel zueinander verlaufende Schrammen, Kratzer und Schleifspuren, die durch den Transport im Eis hervorgerufen wurden (gekritzte Geschiebe). Während an der Geländeoberfläche die obersten Bereiche der Grundmoräne etwa bis 1 oder 2 m Tiefe kalkfrei (entkalkt) sind und die Gesteinsfarbe durch Verwitterungseinfluß braungrau ist, nimmt darunter der Kalkgehalt zu (vgl. BENTZ 1930 b). Die Farbe wechselt je nach Zusammensetzung der Grundmoräne nach Mittel-, Grünlich- oder Dunkelgrau. Der obere, entkalkte Teil wird auch als Geschiebelehm und der tiefere, kalkhaltige Teil als Geschiebemergel bezeichnet. Auf der Grundmoräne lagert häufig eine wenige Dezimeter mächtige Schicht eines schlecht sortierten, gelegentlich schluffigen, kiesigen Sandes. Sie ist bei der Verwitterung der Grundmoräne durch Auswaschung der Feinkornbestandteile hervorgegangen und wird als Geschiebedecksand bezeichnet (HINZE et al. 1989).

Neben Feuersteinen aus der Schreibkreide Norddeutschlands und des Ostseeraums, kristallinen nordischen Geschieben aus Skandinavien (Graniten, Gneisen, Porphyren u. a.) sowie nordischen Sedimentgesteinen enthält die Grundmoräne immer einen hohen Anteil an Geschieben aus einheimischen Gesteinen (vgl. HESEMANN 1975: 324). Diese Gesteine sind entweder unmittelbar in der Nachbarschaft des Grundmoräne-Vorkommens verbreitet oder nur einige hundert Meter bis wenige Kilometer weit entfernt anstehend zu finden. So finden sich zum Beispiel in einem Aufschluß in der Wiener Mark (R 79 150, H 84 650) westlich des Hofes Gerling zahlreiche, bis zu 3 dm große, braune Toneisensteingeoden aus Unterkreide-Ablagerungen und häufig auch Schillkalksteine des Berrias (Bückeberg-Folge) in der Grundmoräne. Diese Gesteine sind im Bereich des Ochtruper Sattels und in der Brechte-Mulde verbreitet (Blattgebiete 3708 Gronau und 3709 Ochtrup). Sie wurden dort vom Eis aufgenommen und nach Süden verfrachtet. Auch ist die Grundmoräne in der Wiener Mark besonders stark tonig (teilweise Ton,

schluffig, schwach sandig und kiesig) und besitzt eine auffallend dunkelgraue bis dunkelblaugraue Farbe. Dieses deutet auf einen hohen Anteil an aufgearbeitetem und vollständig zerriebenem Unterkreide-Tonstein hin.

Häufig besteht die Grundmoräne nur in ihrem unteren Teil aus den erwähnten ton- und schluffreichen Ablagerungen, während sie in ihrem oberen Teil deutlich sandreicher ist und Ton dort sogar vollständig fehlen kann. Auch können gelegentlich einzelne Sandeinschlagerungen auftreten. Diese Differenzierung deutet auf unterschiedliche Entstehungsbedingungen hin. Während der untere Teil als „Basismoräne“, „Satzgrundmoräne“ oder „Setzstill“ eine unsortierte Gletscherfracht darstellt, die durch das Druckschmelzen an der Sohle eines aktiven Gletschers abgesetzt wurde, entstand der obere Teil als „Abschmelzmoräne“ (Ablationsmoräne oder Ablationstill) beim Abschmelzen des Gletschers während einer Stagnationsphase (SPEETZEN 1986, HINZE et al. 1989, PIOTROWSKI 1992).

Das Münsterland wurde während des Drenthe-Eisvorstoßes kurz hintereinander von verschiedenen, aus unterschiedlichen Richtungen vorrückenden Teilgletschern erreicht und überdeckt (vgl. SPEETZEN 1986: 14). Dies zeigen zum Beispiel Unterschiede in der Geschiebeführung, Einregelungen von Geschieben oder andere Spuren der Eisbewegung (ZANDSTRA 1992, SKUPIN 1992, SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Gelegentlich werden auch verschiedene Grundmoränen übereinander beobachtet (GUNDLACH & SPEETZEN 1990). Die Aufschlußverhältnisse des Blattgebiets lassen eine derartige Gliederung jedoch nicht zu. Allerdings zeigt die Lokalgeschiebeführung im Aufschluß in der Weiner Mark deutlich eine Beziehung zu den nördlich gelegenen Gebieten. Es kann daher angenommen werden, daß die dortige Grundmoräne durch das aus dem Emsland in das Münsterland vorgedrungene Inlandeis abgelagert wurde. Nach ZANDSTRA (1992) sowie SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) drang das Eis auf diesem Weg in drei bis vier kurz aufeinanderfolgenden Teilströmen (Gletschern) nach Süden vor.

Verbreitung und Mächtigkeit: Grundmoräne kommt in größeren, zusammenhängenden Flächen nur im Nordosten des Blattgebiets vor. Sie steht dort überwiegend direkt an der Geländeoberfläche an und lagert den Kreide- oder Eozän-Schichten unmittelbar auf. Des weiteren ist Grundmoräne im Westen von Epe westlich der Dinkelrinne in den Bauerschaften Kottigerhook und Lasterfeld zusammenhängend verbreitet – dort allerdings häufig durch jüngere Sedimente verdeckt und stellenweise von Vorschüttsand unterlagert (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitte R – S und T – U). Kleinere, meistens geringmächtige Relikte finden sich darüber hinaus an den Festgesteinserhebungen von Ahle, Ammerter Mark und Wexter Mark. Im Verbreitungsgebiet der Oberen Niederterrasse ist die Grundmoräne überwiegend erodiert; Reste wurden nur vereinzelt an den Flanken der Dinkelrinne unter den Terrassenablagerungen angetroffen.

Über die in der geologischen Karte dargestellte Verbreitung hinaus kommen Grundmoräne-Relikte auch noch als dünner Schleier auf oberflächlich anstehenden Kreide-Gesteinen vor. Dieser Schleier zeichnet sich durch zahlreiche nordische Geschiebe in Kiesgröße aus. Häufig sind diese Geschiebe der letzte erkennbare Rest einer ehemals flächenhaft verbreiteten Grundmoräne. Sie blieben als sogenannte Steinsohle erhalten, während die Feinbestandteile durch Abtragungsprozesse bereits entfernt wurden. Gelegentlich lassen sich im Bohrstock aber auch noch wenige Dezimeter mächtige Reste von Grundmoräne finden, die oft nicht sicher vom Verwitterungslehm der darunterlagernden Festgesteine zu unterscheiden sind. Steinsohlen oder geringmächtige Relikte der Grund-

moräne finden sich besonders im Gebiet westlich der Ahauser Aa, im Raum Ahle und Südahler Mark sowie in den Festgesteinsgebieten südlich und östlich von Epe (Gerdingseite, Füchte, Ammerter Mark und Wexter Mark).

Auf die ehemalige Eisbedeckung weisen auch einige Geschiebe von Blockgröße, die sogenannten Findlinge, hin. Solche großen Geschiebe wurden und werden immer wieder in den Grundmoräne-Gebieten und auf einigen Kreide-Flächen, die heute von Grundmoräne entblößt sind, gefunden. So kamen bei Baggerarbeiten im Zuge des Straßeneubaus der Bundesstraße B54n in der Horner Mark im Bereich des Krummbaches mehrere größere Blöcke an das Tageslicht. Einer davon, ein Granit, hatte einen Durchmesser von etwa 0,8 m. Da solche Blöcke bei der Bewirtschaftung von Ackerflächen hinderlich sind, wurden und werden sie weitgehend abgesammelt und an andere Orte verbracht. Einige zieren Hofeinfahrten, Vorgärten oder öffentliche Plätze. Der mit einem Volumen von etwas mehr als 1 m³ wohl größte Findling des Blattgebiets ist ein Granitblock. Er ist in der Bauerschaft Ahle in der Nähe der Kapelle aufgestellt (R 71 880, H 75 380) und stammt nach Auskunft eines Landwirts von einem Acker am Nordrand des südlichen Anschlußblattgebiets 3908 Ahaus unmittelbar östlich der Bundesstraße 70. Sein Gewicht beträgt schätzungsweise 3 t.

Die Grundmoräne hat in der Nordostecke des Blattgebiets häufig eine Mächtigkeit zwischen 2 und 3 m und erreicht dort nur gelegentlich 5 m. Im Nordwesten des Blattgebiets westlich der Dinkel kann sie sogar bis etwa 8 m anschwellen.

Aufschluß:

- Abgrabung Weiner Mark, R 79 150, H 84 650 (heute rekultiviert und unter Wasser stehend)

3.7.1.2.3 Nachschüttssand (**D,S,gf(2)**)

Als Nachschüttssand werden einige Sandablagerungen kartiert, die der Grundmoräne und zum Teil der Kreide unmittelbar auflagern. Wahrscheinlich sind es Reste von Schmelzwasserablagerungen, die beim Abschmelzen des Inlandeises gegen Ende des Drenthe-Stadiums entstanden. Eine sichere Datierung ist jedoch nicht möglich, da auch die basalen Teile der Niederterrasse eine ähnliche lithologische Zusammensetzung aufweisen können.

Gesteine: Der Nachschüttssand ist als grober, häufig feinkiesiger Sand mit wechselnder Kornverteilung überliefert. Überwiegend besteht er aus feinkiesigen Mittel- und Grobsanden. Sie wechseln mit Fein- und Mittelsanden ab, die nur wenige Grobsand- oder Feinkieslagen enthalten. Auffallend sind in der Grobsand- und Feinkiesfraktion immer zahlreiche nordische Komponenten, die auch noch in der feineren Sandfraktion durch zahlreiche bunte Körner in Erscheinung treten (vgl. THIERMANN 1973). In Abhängigkeit von den Grundwasserverhältnissen sind die Sande hellgrau bis braungrau, gelegentlich ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden. Die für glaziofluviale Ablagerungen charakteristische intensive Schrägschichtung (THIERMANN 1973, HINZE et al. 1989) ist mangels Aufschlüssen im Blattgebiet nicht zu beobachten.

Verbreitung und Mächtigkeit: Nachschüttssand läßt sich nur in der Weiner Mark in der Nordostecke des Blattgebiets kartieren. Er hat dort eine geringe, 2–3 m häufig

nicht überschreitende Mächtigkeit. Eine maximale Mächtigkeit von 6 m wurde in der Kartierbohrung 10013 (R 78 330, H 83 810) angetroffen. Es dürfte sich dabei um Relikte ehemals mächtigerer und weitverbreiteter Ablagerungen handeln. Durch eine verstärkte Erosion, die unmittelbar nach dem Eisrückzug einsetzte oder später, vor allem während der Weichsel-Kaltzeit, sind sie größtenteils aufgearbeitet und erneut verfrachtet worden (LOTZE 1954, THIERMANN 1985). Ein Teil der in Kapitel 3.7.1.1.1 beschriebenen Rinnenablagerungen (Rinnensande) und der übrigen, als „Knochenkies“ zusammengefaßten grobkörnigen Ablagerungen an der Basis der Oberen Niederterrasse (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.1) ist möglicherweise auch schon als Schmelzwasserablagerung während der späten Drenthe-Zeit entstanden. Hierfür fehlen jedoch jegliche Beweise.

3.7.1.3 Eem-Warmzeit

Ein direkter Nachweis von Ablagerungen der Eem-Warmzeit ist im Blattgebiet bisher nicht möglich. Sedimente der Eem-Warmzeit sind in Westfalen nur selten überliefert. Gelegentlich treten humose bis torfige Bach- und Flußablagerungen auf. Sie sind, wie zuvor schon die Ablagerungen der späten Saale-Kaltzeit, primär bereits auf tiefere Senken beschränkt gewesen und während der frühen Weichsel-Kaltzeit überwiegend wieder erodiert worden (THIERMANN 1985, STAUDE 1986). Möglicherweise setzte aber auch im Blattgebiet, ähnlich wie in den Flußsystemen von Emscher, Lippe und Ems, bereits während der Eem-Warmzeit die Sedimentation des Knochenkieses (Kap. 3.7.1.4.1.1) ein (SPEETZEN 1986: 30); unter anderem weisen die bereits bei BÄRTLING (1913) und MENZEL (1912) beschriebenen Knochenfunde von Großsäugetieren aus den Terrassenablagerungen von Emscher und Lippe darauf hin. Für eine solche Datierung gibt es im Blattgebiet keine Belege, vielmehr kann sie nur analog zu den Verhältnissen in anderen Teilen Westfalens erfolgen.

HINZE (1988) vermutet ein eemzeitliches bis frühweichselzeitliches Alter von humosen Sedimenten, die im Blattgebiet 3608 Bentheim über dem „Älteren Niederungssand“ folgen. Diese lassen sich nach ihrer Lagerung vermutlich mit Teilen der Schluff-Folge (Kap. 3.7.1.4.1.3) im Blattgebiet parallelisieren, aus der ebenfalls humose und torfige Einlagerungen bekannt sind. Während im Blattgebiet Bentheim einige aus diesem Horizont entnommene Proben pollenanalytisch in die Eem-Warmzeit eingestuft werden können, zeigen parallel dazu ausgeführte Uran/Thorium-Altersbestimmungen mit $68\,000 \pm 2\,800$ Jahren nur ein frühweichselzeitliches Alter an (HINZE 1988). Auch auf niederländischem Gebiet konnte in vergleichbaren Sedimenten des nördlichen Dinkeltals ein eemzeitliches Alter nur vermutet, aber nicht sicher belegt werden (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971). Aus dem Blattgebiet gibt es bisher keine Hinweise darauf, daß bestimmte Abschnitte der Schluff-Folge ein höheres als frühweichselzeitliches Alter haben könnten.

3.7.1.4 Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit dehnte sich das nordeuropäische Inlandeis mit mehrmaligen Unterbrechungen durch kurzzeitige Rückschmelzphasen (Interstadiale) erneut nach Süden aus, erreichte das Münsterland aber nicht mehr. Das Münsterland gehörte zu dem Gebiet, in dem ein periglaziales Klima maßgeblich die Erosions- und Sedimentationsabläufe steuerte. Bei einer nur spärlichen, tundrenartigen Vegetation herrschte

fluviatiler und äolischer Sedimenttransport vor. Große Sedimentmengen wurden in einem zeitweise verwilderten Flußsystem verfrachtet und zu weitausgedehnten Terrassenflächen aufgeschüttet. Aus den Terrassenflächen wurden schluffige und sandige Sedimentpartikel durch den Wind ausgeblasen. Während die sandigen Komponenten nur über kürzere Distanzen verfrachtet und im Blattgebiet zu Dünen und Flugsandfeldern aufgeweht wurden, gelangten die feinkörnigeren Bestandteile erst weiter entfernt als Löß zur Ablagerung. Im zeitweise vorhandenen Dauerfrostboden wurden bei kurzzeitigem oberflächlichem Auftauen wegen der hohen Wassersättigung bereits bei geringer Geländeneigung Fließvorgänge ausgelöst. Dadurch entstanden Fließerden, aber auch Frostbodenstrukturen wie Eiskeile und Taschenböden.

Die Weichsel-Kaltzeit untergliedert sich in Früh-, Hoch- und Spätglazial (vgl. Tab. 8). Zu Beginn des Frühglazials herrschte zunächst noch eine kräftige Erosion vor, durch die viele ältere Ablagerungen abgetragen wurden (THIERMANN 1985). Erst allmählich, mit zunehmend kälterem und trockenerem Klima, ließ die Erosionskraft der Flüsse nach. Frostsprengung und Bodenfließen lieferten große Sedimentmengen, die durch die Flüsse nicht mehr fortgeführt werden konnten. Somit begann die Aufschüttung des Terrassenkörpers der Oberen Niederterrasse. Zunächst lagerten sich in den zuvor ausgeräumten Rinnen relativ grober Sand und teilweise auch Kies ab. Die Bezeichnung „Knochenkies“ (Kap. 3.7.1.4.1.1) wird für das Blattgebiet übernommen. BÄRTLING (1913) hat sie aufgrund zahlreicher Funde von Säugetierknochen im Lippe- und Emschergebiet eingeführt. Darüber folgt, ähnlich wie im Talsystem der Ems (STAUDE 1986; SPEETZEN 1986, 1990), bei weiter zurückgehenden Temperaturen und abnehmender Wasserführung der Flüsse die Sedimentation einer Schluff-Serie. Zunächst wechseln Schluffe und Sande miteinander ab (Sand-Schluff-Wechselfolge, s. Kap. 3.7.1.4.1.2), später überwiegen reinere Schluffe (Schluff-Folge, s. Kap. 3.7.1.4.1.3). Humose und torfige Einlagerungen sind verbreitet.

Im Hochglazial herrschten trockenkalte Klimabedingungen. Die fluviatile Sedimentation wurde weitgehend unterbrochen. Äolische Staubverwehungen bestimmten das Erosions- und Sedimentationsgeschehen. Sie führten gebietsweise zu mächtigen Löß- und Sandlößablagerungen. Das Blattgebiet liegt jedoch außerhalb der heutigen Löß- oder Sandlößverbreitung. Vornehmlich war es im Hochglazial wohl Ausblasungsgebiet, während die Ablagerung des äolisch verfrachteten feinkörnigen Sedimentmaterials erst weiter östlich und südöstlich – zum Beispiel im Windschatten der Baumberge – erfolgte. Eventuell im Blattgebiet vorhandene Lößablagerungen wurden im Zuge von spätglazialen fluviatilen Umlagerungen wieder erodiert.

Nach dieser extrem trockenen und kalten Klimaperiode setzte im Spätglazial die fluviatile Sedimentation wieder ein. Sie wurde zeitweise von einer Erosion der zuvor abgelagerten Schichten begleitet (THIERMANN 1985). Ablagerungen des Spätglazials folgten daher häufig diskordant auf älteren Sedimenten, wie es die Schnitte (Taf. 1 in der Anl.) zum Ausdruck bringen. Durch ein weitflächig verzweigtes, verwildertes Flußsystem wurden die höheren Teile der Oberen Niederterrasse aufgeschüttet (Älteste *Dryas*-Schichten und Talsand, s. Kap. 3.7.1.4.1.4. und 3.7.1.4.1.5). Die Sedimentation dauerte bis in die Ältere *Dryas*-Zeit an (STAUDE 1986). Gegen Ende des Weichsel-Spätglazials veränderte sich das Abflußsystem. Aus dem verwilderten Flußsystem bildeten sich allmählich einzelne Bach- und Flußläufe heraus, die nur noch in einem engumgrenzten Talbereich

mäandrierten. Während des Alleröd-Interstadials wurden durch Hochwässer zu beiden Seiten Uferwälle (s. Kap. 3.7.1.4.2) aufgeschüttet, die zur Stabilisierung der Flußläufe beitrugen und das heutige Gewässernetz bereits erkennen ließen. In die somit eingegrenzten Talbereiche schnitten sich die Flüsse noch während des Alleröd-Interstadials durch Tiefenerosion erneut ein. In der letzten Kälteperiode des Spätglazials, der jüngeren *Dryas*-Zeit, erfolgte nochmals eine Sedimentaufschüttung – die Untere Niederterrasse entstand. Sie wurde zwar zum größten Teil im Holozän wieder erodiert, ist im Dinkeltal aber noch in Resten erhalten.

Parallel zur fluviatilen Sedimentation setzten sich im Spätglazial die äolischen Umlagerungen fort. Im Blattgebiet wurden aus den weiten Flächen der Talsandebene Sande ausgeweht und in Flugsandfeldern oder Dünen abgelagert. Die äolische Sedimentation dauerte bis in das Holozän. An den flachgeneigten Hängen der Kreide-Höhen des Blattgebiets wurden außerdem Fließerden abgelagert.



Abb. 5 Periglaziale Frostbodenbildung
Taschen- oder tropfenförmig in Cenoman-Mergel eingesunkene Reste von Grundmoräne

Frostbodenstrukturen, die wahrscheinlich während des weichselzeitlichen Periglazialklimas entstanden, sind auch dort zu finden, wo keine weichselzeitlichen Ablagerungen vorhanden sind. Kryoturbationen, Taschenböden und Eiskeile sind nur einige der möglichen Erscheinungsformen. Eine Übersicht über Frostbodenstrukturen gibt beispielsweise HESEMANN (1975). WOLBURG (1977) beschreibt eigenartige Verfaltungen von Tonsteinen des Berrias im Raum Ochtrup. Im Blattgebiet war beim Bau der Bundesstraße B 54n südlich des Fürstenbuschs beim Aushub für ein Brückenfundament (R 77 760, H 85 100) ein Taschenboden aufgeschlossen (Abb. 5). Über hellgrauen, teilweise entfestigten, weichen

Mergeln des Cenomans lagert dort eine nur wenige Dezimeter mächtige, sandige Grundmoräne. Diese ist taschen- oder tropfenartig in den darunterliegenden Mergel eingesunken. Solche Taschen- oder Tropfenböden entstehen in Dauerfrostgebieten in der weichen, wasserübersättigten, sommerlichen Auftauschicht. Sie werden unter anderem durch Wassergehalts- und Dichteunterschiede der Sedimente sowie unterschiedliches Ausdehnungsverhalten beim Frost- und Tauwechsel hervorgerufen (vgl. STEUSLOFF 1952). Neben einer weichselzeitlichen Entstehung ist auch eine spätsaalezeitliche Bildung von Frostbodenstrukturen denkbar, da nach Abschmelzen des Inlandeises vergleichbare periglaziale Bedingungen herrschten (vgl. Kap. 3.7.1.2).

Bach- und Flußablagerungen

3.7.1.4.1 Obere Niederterrasse

Die Obere (= Ältere) Niederterrasse bestimmt zusammen mit den auflagernden äolischen Sedimenten das geologische Bild an der Geländeoberfläche. Ihr oberer Teil wird als Talsand bezeichnet (GRAHLE in BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1968, STAUDE 1982). Dieser bildet die weitflächigen Sandebenen, die große Landschaftsteile des Blattgebiets prägen.

Die Obere Niederterrasse des Blattgebiets ist größtenteils dem Flußsystem der Dinkel zuzuordnen. Gemeinsam mit Abflußsystemen im Bereich der Ahauser Aa (in der Südwestecke des Blattgebiets), der Vechte und der Steinfurter Aa (TK 25: 3809 Metelen) ist im nordwestlichen Vorland der Baumberge ein eigenständiger Terrassenkörper entstanden, der von der Oberen Niederterrasse im Emsgebiet unabhängig ist. Genese, Aufbau, Gliederung und Schichtenabfolge der Dinkel-Niederterrasse entsprechen aber weitestgehend den aus dem Emsystem bekannten und dort im Verlauf der geologischen Landesaufnahme und anderen Bearbeitungen mehrfach untersuchten und eingehend beschriebenen Verhältnissen (z.B. THIERMANN 1985; STAUDE 1984, 1986, 1989; SPEETZEN 1986, 1990). Die dort durch STAUDE (1982, 1984) eingeführten Bezeichnungen der Kartiereinheiten können daher auf die Dinkel-Niederterrasse übertragen werden. Die sehr detaillierte Gliederung der weichselzeitlichen Ablagerungen der Twente-Formation im nördlichen Dinkeltal auf niederländischem Staatsgebiet durch VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA (1971) läßt sich aufgrund der spärlichen Aufschlüsse im Blattgebiet nur teilweise wiedererkennen.

3.7.1.4.1.1 Knochenkies (w,Kn)

Das älteste Schichtenglied der Oberen Niederterrasse ist nur aus Bohrungen bekannt und beschränkt sich in seiner Verbreitung im wesentlichen auf die tieferen Teile der im Blattgebiet vorhandenen Rinnen (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitte, sowie Taf. 2 in der Anl.: Karte der Quartär-Basis). Analog zur Oberen Niederterrasse der Ems wird diese Schichtenfolge auch hier als Knochenkies bezeichnet, obwohl im Blattgebiet nur selten ein reiner Kies ausgebildet ist und Knochenfunde bisher nicht vorliegen. Wie im Emsgebiet wird unter diesem Begriff der gesamte, weitgehend schlufffreie Abschnitt der Oberen Niederterrasse zusammengefaßt, der unterhalb der Sand-Schluff-Wechselfolge lagert (vgl. STAUDE 1984, THIERMANN 1985).

Gesteine: Die lithologische Zusammensetzung des Knochenkieses ist sehr heterogen. Auf der einen Seite sind sehr feinkörnige Sande vorhanden (Feinsand, mittelsandig, teilweise geringer Grobschluffanteil), auf der anderen Seite können reine Kiese vorkommen (vgl. Kap. 10: Brg. 5). Dazwischen liegen alle Varianten einer sandig-kiesigen Kornzusammensetzung, wobei Grobsande mit unterschiedlichem Gehalt an Mittelsand und manchmal einem schwachen Fein- bis Mittelkiesanteil überwiegen. Häufig wechseln fein- und grobkörnige Horizonte einander ab; in einigen Bohrprofilen sind die grobkörnigen Abschnitte aber auch auf die basalen Teile des Knochenkieses beschränkt.

Der Sand besteht vorwiegend aus Quarz, untergeordnet sind jedoch immer bunte Komponenten vorhanden. Bei den Kiesen überwiegt ebenfalls Quarz. Es sind regelmäßig aber auch Gerölle nordischer Herkunft sowie unter anderem Lydite und kieselige Sandsteine zu finden, die wohl paläozoischen Ursprungs sind. Mitunter nehmen Mergelsteingerölle der Oberkreide einen hohen Anteil ein (z. B. Kap. 10: Brg. 5). Sie sind zum Teil leicht zersetzt und bewirken dadurch eine Schluffkomponente in der Matrix.

Die Sedimentfarbe ist in der Regel hellgrau, hellgrünlichgrau oder gelbgrau. Meistens ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden, der bei Anwesenheit von Kreide-Mergelsteingeröllen naturgemäß stark ansteigt.

Schwerminerale wurden bisher nur an zwei Proben aus Fein- bis Mittelsanden der Kartierbohrung 10207 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) untersucht (Bearbeiter U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Das Schwermineralspektrum ist in Abbildung 6 dargestellt. Es unterscheidet sich nicht grundlegend von den darüberliegenden, ebenfalls frühglazialen Ablagerungen der Sand-Schluff-Wechselfolge. Es ist durch einen hohen Anteil stabiler Schwerminerale gekennzeichnet. Es zeigt sich folgende Zusammensetzung: um 20 % sehr stabile Schwerminerale (hauptsächlich Zirkon, etwas weniger Turmalin, nur untergeordnet Rutil und Anatas), um 3 % metamorphe Schwerminerale (Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit), um 15 % Granat, um 35 % Epidot, um 24 % grüne Hornblende. Sassurit, Alterit, Klinopyroxene, braune Hornblende und die restlichen, meistens instabilen Schwerminerale fehlen oder sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Eine Übereinstimmung mit Schwermineralspektren aus Niederterrassenablagerungen des Niederrheingebiets (KLOSTERMANN 1992) ist nicht zu erkennen.

Altersstellung: Da aus dem Blattgebiet keine Anhaltspunkte für eine genauere Datierung – etwa durch pollenanalytische Befunde – vorliegen, ist die stratigraphische Stellung des Knochenkieses im einzelnen nicht geklärt. Wie bereits in Kapitel 3.7.1.1.1 dargelegt wurde, enthält dieser möglicherweise auch ältere, stratigraphisch nicht sicher belegbare und kartiertechnisch nicht gesondert darstellbare alt- und mittelpleistozäne Anteile. Eine klare lithologische Trennung zwischen Ablagerungen des Knochenkieses und drenthezeitlichen Nachschüttungen ist aufgrund der wenigen Bohrungsaufschlüsse ebenfalls nicht sicher möglich (vgl. Kap. 3.7.1.2.3).

Pollenanalytisch untersuchte Proben aus der Bohrung 10207 (s. Kap. 10: Brg. 5) zeigen nur eine äußerst spärliche Pollenführung, die keine genaue Datierung zuließ (Untersuchung R. STRITZKE, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Bei einer Vorherrschaft von Kiefernpollen (*Pinus*) kommen Fichten- (*Picea*), Tannen- (*Abies*), Birken- (*Betula*) und Erlenpollen (*Alnus*) vereinzelt vor. Nichtbaumpollen, vor allem von Gräsern, sind ebenfalls nachweisbar. Damit ist ein Vegetationsbild charakterisiert, das durchaus dem Beginn einer Kaltzeit entspricht (vgl. KLOSTERMANN 1992: 132). Darüber hinaus ist der Anteil allochthoner

Pollen, Sporen und Dinoflagellaten nicht unerheblich und gibt einen Hinweis auf die Aufarbeitung und Umlagerung älterer Sedimente.

Analog zum Emssystem wird angenommen, daß die Sedimentation des Knochenkieses gegen Ende der Eem-Warmzeit, spätestens jedoch zu Beginn des Weichsel-Frühglazials einsetzte und bis in das mittlere Frühglazial andauerte. Entsprechend einem datierten Befund aus dem östlichen Münsterland (SKUPIN 1983) vermutet STAUDE (1986) eine stratigraphische Reichweite des Knochenkieses im Emsgebiet bis in das Moershoofd-Interstadial.

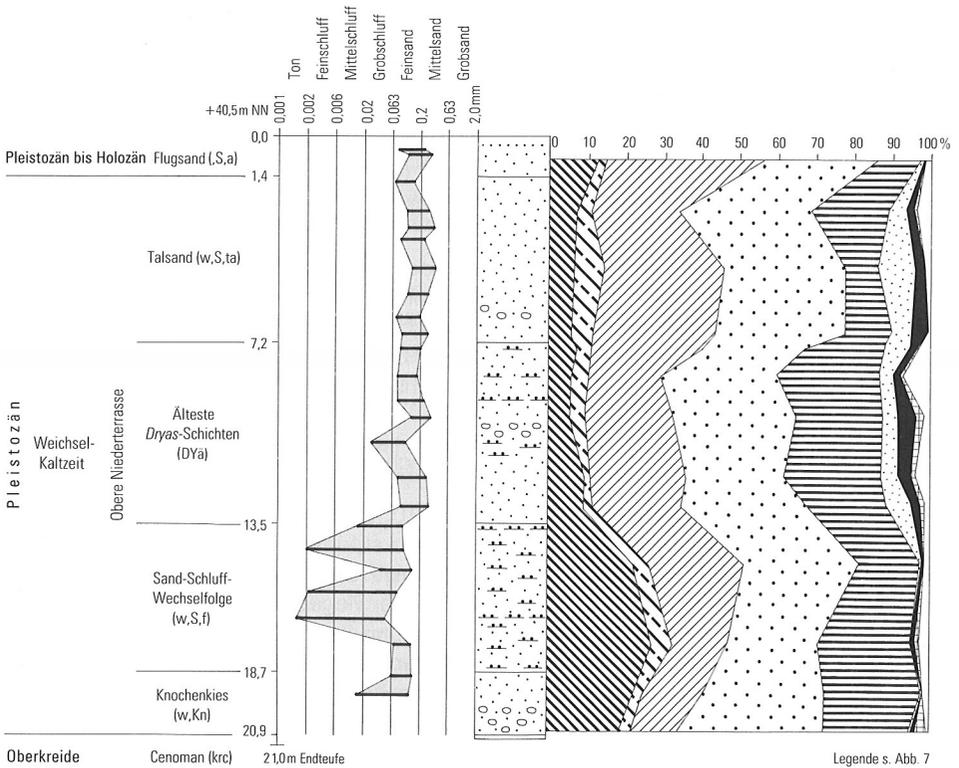
Verbreitung und Mächtigkeit: Seine geschlossenste Verbreitung hat der Knochenkies im Bereich der tieferen Rinnen im Westteil des Blattgebiets. Dort erreicht er mit etwa 9 m auch seine größte Mächtigkeit. Im südlichen Abschnitt der Dinkelrinne, südlich von Nienborg, und in tief ausgeräumten Arealen im Ostteil des Blattgebiets ist er nur lokal vorhanden und überschreitet dort selten 3 m Mächtigkeit.

3.7.1.4.1.2. Sand-Schluff-Wechselfolge (**w,S,f**)

Im Hangenden des Knochenkieses (vgl. Kap. 10: Brg. 5) oder mit geringmächtiger, grobsandig-feinkiesiger Basis auch unmittelbar auf Kreide-Schichten auflagernd (s. Kap. 10: Brg. 10) folgt die Sand-Schluff-Wechselfolge. Sie stellt ein Bindeglied zwischen der Sand- und Kiesfazies im Liegenden und der überwiegend aus Schluffen bestehenden Schluff-Folge im Hangenden dar. Die Bezeichnung Sand-Schluff-Wechselfolge geht auf STAUDE (1984) zurück, der sie als lithostratigraphische Kartiereinheit im Emsgebiet einführte. Typische Profile der Sand-Schluff-Wechselfolge zeigen die Bohrungen 5 und 10 in Kapitel 10 (vgl. auch Abb. 6 und 7).

Gesteine: Nach Bohrungsbefunden besteht die Sand-Schluff-Wechselfolge aus mehr oder weniger reinen, grauen oder grünlichgrauen Feinsanden, die nur gelegentlich geringe Anteile von Mittelsand, Grobsand oder selten auch Feinkies enthalten. Die Sande wechsellagern mit Grobschluff- oder feinsandigen Grobschlufflagen, die mitunter einen geringen Humusgehalt (Schwemmhumus) aufweisen und häufig schwach glimmerführend sind. Insgesamt überwiegen jedoch die Sandhorizonte. Charakteristisch für die Gesamtabfolge sind ein geringer Kalkgehalt sowie Reste von Molluskenschalen, die in einzelnen Horizonten auch angereichert sein können.

Wie im Knochenkies (Kap. 3.7.1.4.1.1) ist auch in der Sand-Schluff-Wechselfolge das Schwermineralspektrum durch einen hohen Anteil stabiler und sehr stabiler Schwerminerale und das starke Zurücktreten oder teilweise Fehlen von instabilen Mineralen wie Sassurit, Alterit, Klinopyroxenen, brauner Hornblende und anderen gekennzeichnet. In Proben der Kartierbohrung 10215 (vgl. Kap. 10: Brg. 10) überwiegt sogar der extrem stabile Zirkon mit einem Anteil von über 60% alle anderen Schwerminerale (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Somit zeigen sich wie bereits beim Knochenkies (Kap. 3.7.1.4.1.1) auch bei der Sand-Schluff-Wechselfolge schwermineralogische Unterschiede, die eine klare Abtrennung gegenüber spätglazialen Ablagerungen ermöglichen. Im Gegensatz zu den frühglazialen Ablagerungen treten bei den spätglazialen Sedimenten die stabilen Schwerminerale stärker zurück, während die instabilen Minerale mit einem deutlichen Anteil im Schwermineralspektrum vertreten sind (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.4).



Die Herkunft des schluffigen Sedimentmaterials wird unterschiedlich beurteilt. Nach STAUDE (1986: 52) sind es Hochflutsedimente und Verschwemmungsablagerungen, deren Ausgangsmaterialien die Verwitterungsrinde der kretazischen Festgesteine und die Grundmoräne sind. Hingegen vertritt SPEETZEN (1990) die Auffassung, daß es sich im wesentlichen um eingewehten Löß handelt, der teilweise auch fluviatil verschwemmt oder durch Solifluktion umgelagert wurde.

Altersstellung und Abgrenzung: Während die Liegendgrenze der Sand-Schluff-Wechselfolge verhältnismäßig klar festzulegen ist und dort gezogen wird, wo die erste Schluffbank auftritt, ist ihre Hangendgrenze eher fließend. Sie kann dort angenommen werden, wo die Mächtigkeit der einzelnen Schluffhorizonte die der Sandzwischenlagen überschreitet.

Stratigraphische Daten – etwa aus Pollenanalysen –, die eine genaue Datierung der Sand-Schluff-Wechselfolge zulassen, liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Das pollenanalytisch untersuchte Profil der Kartierbohrung 10207 (vgl. Kap. 10: Brg. 5) zeigt in diesem Schichtenabschnitt eine etwas höhere Pollendichte, aber keine grundlegenden Unterschiede zur Pollenflora des Knochenkieses (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.1). Die Pollen-

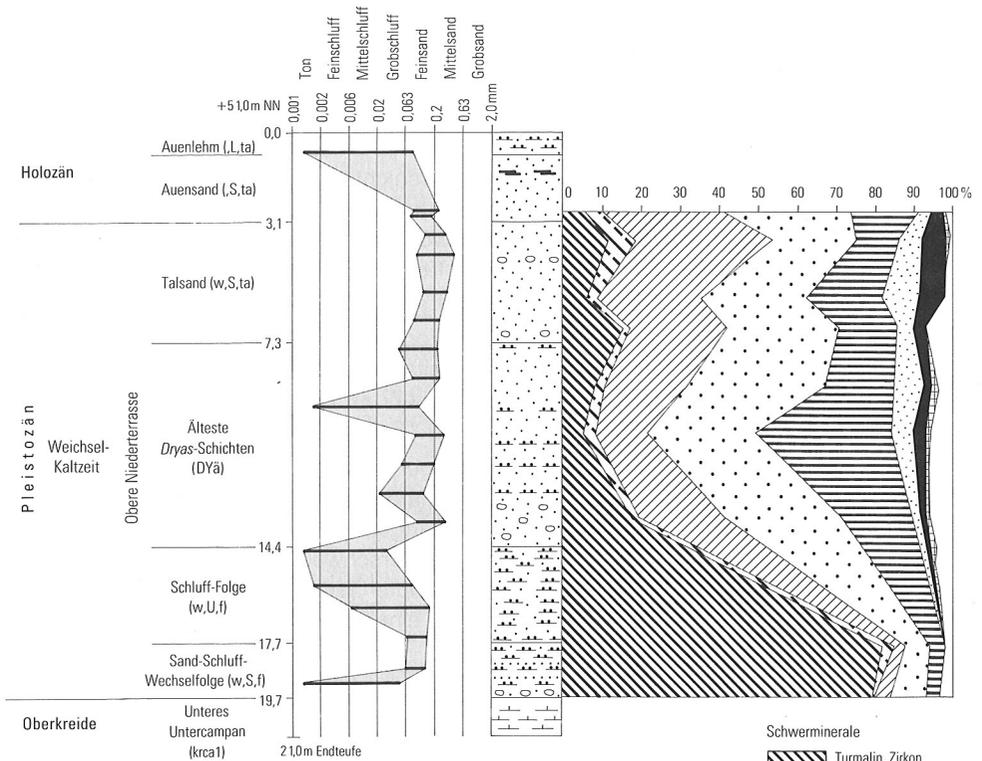
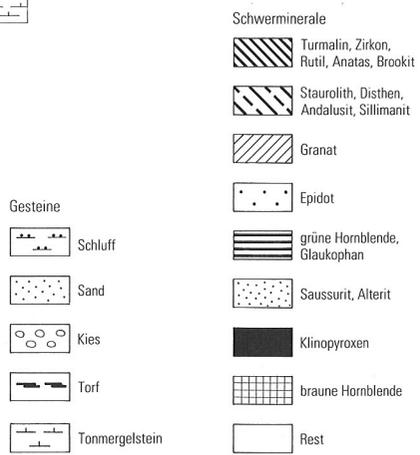


Abb. 6 (S. 92)

Korngrößenverteilung (10 – 60% der Gesamtsumme) und Schwerm mineralprofil der Oberen Niederterrasse in der Kartierbohrung 10207 südwestlich von Epe (R 70 410, H 82 700; s. Kap. 10: Brg. 5)

Abb. 7 (S. 93)

Korngrößenverteilung (10 – 60% der Gesamtsumme) und Schwerm mineralprofil von Oberer Niederterrasse und Auenablagerungen in der Kartierbohrung 10215, Dinkeltal, südwestlich von Heek (R 76 270, H 75890; s. Kap. 10: Brg. 10)



führung im Profil der Bohrung 10215 (vgl. Kap. 10: Brg. 10) war ausgesprochen gering, zeigte aber entsprechend der erstgenannten Bohrung wiederum eine Vormacht der Kiefernpollen. Analog zu einer für das Emsgebiet angenommenen Datierung (STAUDE 1984, 1986) wird auch für das Blattgebiet ein Beginn der Schluff-Sedimentation im Hengelo-Interstadial des Weichsel-Frühglazials vermutet. Sie reicht vermutlich bis in das

Denekamp-Interstadial. Ob sie sich auch noch im Weichsel-Hochglazial fortsetzt, ist ungewiß (vgl. SKUPIN 1991: 61).

Die Sand-Schluff-Wechselfolge des Blattgebiets ist gemeinsam mit der darüberlagernden Schluff-Folge (s. Kap. 3.7.1.4.1.3) ein zeitliches Äquivalent des zuerst aus dem Lippe-, Emscher- und Stevergebiet beschriebenen „Schneckensandes“ (BÄRTLING 1913). Diese auch im östlichen Münsterland bekannte Schichtenfolge (Schluff-Folge bei SKUPIN 1983: 49) unterteilt ARNOLD (1977) nach Bohrungen im Raum Warendorf in einen unteren, sandigen und oberen, schluffigen Abschnitt, wobei der untere, sandige Abschnitt der Sand-Schluff-Wechselfolge äquivalent sein dürfte (vgl. STAUDE 1986).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Sand-Schluff-Wechselfolge hat ihre Hauptverbreitung im Bereich der Rinnensysteme. Dort kommt sie teilweise weitflächig vor, teilweise ist sie durch spätglaziale Erosion bereits wieder abgetragen. Außerhalb der Rinnensysteme tritt sie in größerer Ausdehnung nur im Osten von Heek (Strönfeld) im Liegenden des Talsandes auf (s. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt G – H).

Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist in der Regel nicht an der Geländeoberfläche zu finden, sondern wird durch jüngere Quartär-Sedimente überlagert. Nur im Randbereich der Oberen Niederterrasse, im Nordosten des Blattgebiets in der Weinerbauerschaft, tritt sie in einer kleinen Fläche unter geringmächtigen Verschwemmungsablagerungen sowie an einer anderen Stelle südlich der Hornebecke unter Talsand zutage. An beiden Lokalisationen konnte durch mehrere Flachsondierungen eine Folge aus Schluff und Sand nachgewiesen werden.

Die Mächtigkeit der Sand-Schluff-Wechselfolge liegt in den Rinnenbereichen häufig zwischen 5 und 8 m; maximal erreicht sie etwa 10 m.

3.7.1.4.1.3 Schluff-Folge (**w,U,f**)

In der Schluff-Folge setzt sich die Ablagerung feinklastischer Sedimente des späten Weichsel-Frühglazials weiter fort. Wie bereits zuvor in der Sand-Schluff-Wechselfolge wird die Schichtenfolge aus Feinsand- und Schlufflagen gebildet, wobei allerdings das anteilige Verhältnis der Schluffe deutlich überwiegt. Typische Profile der Schluff-Folge zeigen die Bohrungen 7 und 10 in Kapitel 10 (vgl. auch Abb. 7).

Gesteine: Graue, grünlichgraue oder braungraue Schluffe bilden mehrere Dezimeter, teilweise bis über 1 m mächtige Bänke. Sie setzen sich vorwiegend aus Grobschluff zusammen, enthalten zum Teil aber auch feinkörnigere Schluff- und Tonbestandteile. Häufig sind geringe Feinsandanteile vorhanden. Ein geringer Schwemhumusgehalt ist weit verbreitet. Darüber hinaus kommen meist nur wenige Zentimeter mächtige, stark humose Schlufflagen und einzelne, bis zu dezimetermächtige Torfe vor. Eine laminare Feinschichtung ist teilweise erkennbar. Eine geringe Glimmerführung sowie ein schwacher Kalkgehalt sind durchgehend zu beobachten. Gelegentlich wurden Molluskenschalen festgestellt.

Die Feinsandlagen gehen zum Teil fließend, manchmal verbunden mit einer dünn-schichtigen Sand-Schluff-Wechselagerung, aus den Schluffbänken hervor. Gröberkörnige Sandpartien sind selten.

Die Schwermineralführung entspricht dem, was bereits zuvor für die Sand-Schluff-Wechselfolge ausgeführt wurde (s. Kap. 3.7.1.4.1.2). Der auffallend hohe Gehalt an Zirkon, der sich in der Kartierbohrung 10215 (vgl. Kap. 10: Brg.10) bis in die Schluff-Folge fortsetzt, scheint eher lokale Bedeutung zu haben. Ein weiteres schwermineralogisch untersuchtes Profil (Rammkernbohrung 10160, Langeseite, R 70 900, H 80 340) zeigt diese hohen Zirkonwerte nicht, sondern entspricht eher dem in Abbildung 6 dargestellten Spektrum der Sand-Schluff-Wechselfolge.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Liegendgrenze der Schluff-Folge ist fließend (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.2), die Hangendgrenze hingegen scharf. Mit erosivem Kontakt setzen im Hangenden Sande, teilweise mit kiesigen Basisschichten, der spätglazialen Ältesten *Dryas*-Schichten oder des Talsandes ein (s. Kap. 3.7.1.4.1.4 und 3.7.1.4.1.5). Die Hangendgrenze läßt sich auch schwermineralogisch eindeutig festlegen.

Biostratigraphische Daten, die eine genaue Einstufung der Schluff-Folge zulassen, liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Analog zum Emssystem wird – ähnlich wie bereits schon für die Sand-Schluff-Wechselfolge – eine Datierung in den höheren Teil des Weichsel-Frühglazials vorgenommen (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.2). Mit der Schluff-Folge endet die frühweichselzeitliche Sedimentserie. Sedimente des Hochglazials sind nicht überliefert.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Schluff-Folge ist nur im Bereich der Rinnensysteme überliefert und selbst dort durch spätweichselzeitliche Erosionsvorgänge zum Teil wieder abgetragen. In geschlossener Verbreitung konnte sie nur in der Bauerschaft Lasterfeld (vgl. Taf.1 in der Anl.: Schnitt P – Q) sowie in der Dinkelrinne im Raum Nienborg und Heek nachgewiesen werden. Die Mächtigkeit der Schluff-Folge erreicht maximal 8 m.

3.7.1.4.1.4 Älteste *Dryas*-Schichten (**DYä**)

Nach einer Erosionsphase im Weichsel-Hochglazial, setzte im Spätglazial die fluviatile Sedimentation mit den Ältesten *Dryas*-Schichten erneut ein. Die vorausgegangene Erosion hat Teile der frühglazialen Ablagerungen bereits wieder entfernt, so daß der Sedimentkörper der Ältesten *Dryas*-Schichten vielfach diskordant in das Unterlager einschneidet. Die Bezeichnung „Älteste *Dryas*-Schichten“ geht auf STAUDE (1982) zurück.

Gesteine: Die Ältesten *Dryas*-Schichten bestehen im wesentlichen aus Sanden mit wechselnden Kornzusammensetzungen im Fein- und Mittelsandbereich. Häufig kommen an ihrer Basis und gelegentlich auch weiter oben im Profil gröbere Sandlagen (Mittelsand, schwach grobsandig, bis hin zu Grobsand, mittelsandig, feinkiesig) vor. Charakteristisch sind Einschaltungen von Schluffbänken oder feinsandigen Schluffhorizonten, die mehrere Dezimeter mächtig sein können. Manchmal sind die Schlufflagen schwach humos (Schwemmhumus); einzelne stark humose bis torfige Einlagerungen sind ebenfalls möglich. Eine feine, vorwiegend laminare Schichtung oder flache Schrägschichtung ist sowohl in den Sand- als auch in den Schluffhorizonten gelegentlich zu beobachten. Ein geringer Kalkgehalt ist fast immer vorhanden. Die Gesteinsfarbe ist überwiegend grau bis braungrau. Im gesamten Profil der Ältesten *Dryas*-Schichten finden sich vereinzelt Schalenreste von Mollusken. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine umgelagerte Lößschneckenfauna (vgl. STAUDE 1982: 34).

Das Schwermineralspektrum der Ältesten *Dryas*-Schichten (Abb. 6 und 7) unterscheidet sich deutlich von dem der frühglazialen Ablagerungen (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.1 bis 3.7.1.4.1.3). Es liegen aus drei Bohrungen Schwermineraluntersuchungen vor, die alle ein gleichartiges Bild zeigen (s. Kap. 10: Brg. 5 und 10 sowie Rammkernbohrung 10160, Langeseite, R 70 900, H 80 340; Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Im Gegensatz zu den frühglazialen Ablagerungen haben die extrem stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Rutil selten einen Anteil von mehr als 10%, in der Regel deutlich darunter. Staurolith und andere metamorphe Schwerminerale (um 3%), Granat (bis 25%), Epidot (25 – 33%) und grüne Hornblenden (20 – 27%) haben ähnliche Anteile wie in den frühglazialen Ablagerungen. Die instabilen Schwermineralgruppen sind hingegen deutlich stärker vertreten: Saussurit und Alterit erreichen um 5% (maximal bis 6,5%), Klinopyroxene 2 – 3% (maximal bis 5%), braune Hornblenden 0,5 – 2% und die übrigen, zum Teil opaken Minerale bis 5%. Charakteristisch ist die braune Hornblende, die in den untersuchten Proben aus den Ältesten *Dryas*-Schichten regelmäßig in geringen Mengen vorkommt, während sie sowohl in den frühglazialen Ablagerungen als auch im Talsand auf Einzelnachweise beschränkt ist.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Basis der Ältesten *Dryas*-Schichten ist in der Regel auch in Bohrungen gut zu erkennen, da diese Schichtenfolge mit meist groben, teils kiesigen Sanden auf den feinklastischen Ablagerungen der Schluff- oder Sand-Schluff-Wechselfolge lagert. Die unterschiedliche Schwermineralführung ist ein weiteres Abgrenzungskriterium. Die Abgrenzung gegenüber dem Talsand im Hangenden ist hingegen schwieriger und nur anhand gut dokumentierter Bohrungen möglich. Vereinzelte Schluffbänke, humose Einlagerungen und das Vorkommen von Molluskenschalen sind die Unterscheidungskriterien gegenüber der eintönigen Sandfolge des Talsandes.

Biostratigraphische Daten, die eine genaue zeitliche Einstufung der Ältesten *Dryas*-Schichten zulassen, liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Die pollenanalytisch untersuchten Profile (Kap. 10: Brg. 5 und 10 sowie Kartierbohrung 10160) zeigen aus diesem Schichtenabschnitt fast ausschließlich individuenarme, stratigraphisch nicht signifikante Pollenfloren. Nur wenige Baumpollen kommen vor, hauptsächlich *Pinus* (Kiefer), daneben auch *Salix* (Weide), *Betula* (Birke), *Picea* (Fichte) und *Alnus* (Erle). Es überwiegen jedoch die Nichtbaumpollen. Eine individuenreichere Probe aus der Bohrung 10160 (Teufe 12,8 m) führte 89,2% Nichtbaumpollen, darunter überwiegend Gräser (*Poaceae* und *Cyperaceae*, zusammen 71%), jeweils 4,5% *Compositae* (Korbblütler) und *Cistaceae* (Cistrosengewächse, *Helianthemum* und *Tuberaria*), weiterhin geringe Anteile an *Thalictrum* (Wiesenraute), *Artemisia* (Beifuß), *Chenopodiaceae* (Gänsefußgewächse), *Plantago* (Wegerich) und *Calluna* (Heidekraut). Farne, *Sphagnum* (Torfmoos) und *Selaginella* (Moosfarn) sind bei den Sporenpflanzen zu erwähnen. Dieses Pollenspektrum spiegelt die Vegetationsverhältnisse eines *Cyperaceae-Hypraceae*-Sumpfes wider, der während kaltzeitlicher Epochen des Pleistozäns in seichten wassererfüllten Senken häufig vorkam (Bearbeiter H.-W. REHAGEN, Krefeld).

Auch aus dem Emsgebiet liegen keine biostratigraphischen Daten vor. Daher stellt STAUDE (1982, 1986) die Schichtenfolge allein aufgrund der Annahme einer Sedimentationsunterbrechung während des Hochglazials in die Älteste *Dryas*-Zeit. Im Sinne der Gliederung durch SPEETZEN (in FINKE et al. 1980: 171 und 1986: 32) entsprechen die Älte-

sten *Dryas*-Schichten dem tieferen Teil der oberen Einheit der Ems-Terrassen im Raum Münster.

Verbreitung und Mächtigkeit: Älteste *Dryas*-Schichten sind im Blattgebiet an der Basis der Talsande weit verbreitet und nicht mehr wie die frühglazialen Schichten nahezu ausschließlich auf die Rinnensysteme beschränkt. Sie treten häufig dort auf, wo die Mächtigkeit der Oberen Niederterrasse auf etwa 10 m und mehr ansteigt (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitte). Manchmal lassen die Bohrungsaufschlüsse jedoch eine kartier-technische Trennung von Ältesten *Dryas*-Schichten und Talsanden nicht zu, so daß ihr Vorkommen an solchen Stellen fraglich bleiben muß. Teilweise fehlen sie aber auch primär oder sind im Zuge einer späteren Erosion und Umlagerung wieder aufgearbeitet worden.

Älteste *Dryas*-Schichten sind in der Regel nicht an der Geländeoberfläche zu finden, sondern werden durch jüngere Quartär-Ablagerungen (Talsand u. a.) überlagert. Nur im Randbereich der Oberen Niederterrasse, am östlichen Blattgebietsrand an der Hornebecke (Strönfeld), treten sie in einer kleinen Fläche zum Teil unter geringmächtiger Flug-sandüberdeckung zutage. Dort konnte durch mehrere Flachsondierungen eine Folge aus mittelsandigem Feinsand und einzelnen gröberen Sandlagen, dünnen Schluff-lagen und gelegentlich humosen Bändchen nachgewiesen werden.

Die mittlere Mächtigkeit der Ältesten *Dryas*-Schichten beträgt 4–6 m. Im Lasterfeld steigt sie örtlich bis auf 11 m an.

3.7.1.4.1.5 Talsand (w,S,ta)

Mit dem Talsand endet die Schichtenfolge der Oberen Niederterrasse. Er überdeckt im Blattgebiet mit wenigen Ausnahmen alle älteren Teile der Oberen Niederterrasse und bildet an seiner Oberfläche eine weit ausgedehnte, ebene Sandfläche, die sogenannte Talsandebene, die lediglich durch eine äolische Überprägung eine geringe Reliefgliederung erhalten hat. An der Entstehung dieser Verebnungsfläche waren vermutlich nicht nur fluviatile Umlagerungen in einem verwilderten Flußsystem mit vielen kleinen Zuflüssen beteiligt – vielmehr dürften unter den periglazialen Klimabedingungen auch solifluidale Umlagerungsprozesse von Bedeutung gewesen sein, durch die selbst kleinste Reliefunterschiede nivelliert wurden (vgl. GRAHLE in BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1974, STAUDE 1984). Früher wurde der Begriff Talsand meist für die gesamte sandige Schichtenfolge im Hangenden der Grundmoräne benutzt (z. B. TIETZE 1907, BEYENBURG 1934); die moderne Gliederung im oberen Emsgebiet umfaßt aber nur noch den höchsten, spätglazialen Anteil der Oberen Niederterrasse, der mit der Talsandebene abschließt (STAUDE 1986).

Gesteine: Der Talsand besteht aus einer monotonen Folge von Fein- und Mittelsand mit jeweils wechselnden Anteilen (Feinsand, schwach mittelsandig, bis Mittelsand, schwach feinsandig). Gelegentlich kommen auch geringmächtige grobsandige oder schwach feinkiesige Lagen vor. Schluffbänke fehlen, geringe grobschluffige Beimengungen sind äußerst selten. In Rammkernbohrungen (Kap. 10: Brg. 5 und 10 sowie Bohrung 10160, Langeseite, R 70 900, H 80 340), in den Abgrabungen im Donseler Feld (R 71 450, H 77 620) und in der Bauerschaft Wichum (R 73 900, H 79 000) konnte eine vorwiegend laminare Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich beobachtet werden, die häufig mit Korngrößenwechseln einhergeht. Teilweise waren auch flache Schrägschich-

tungen sowie kleine, linsen- und rinnenartige Sedimentkörper zu erkennen. Die Gesteinsfarbe ist in Oberflächennähe (grundwasserfreier Bereich) hellbraun oder hellgelbbraun, zur Teufe hin wird sie hellbraungrau, hellgrau oder grünlichgrau. Oben ist die Schichtenfolge kalkfrei, zur Tiefe hin stellt sich ein geringer Kalkgehalt ein.

Das Schwermineralspektrum ähnelt dem der Ältesten *Dryas*-Schichten (vgl. Kap. 3.7.1.4.1.4). Die schwermineralogisch untersuchten Proben des Talsandes aus den drei genannten Bohrungen zeigen aber auch Unterschiede, die eine Trennung von Ältesten *Dryas*-Schichten und Talsand erlauben. So ist Granat im Talsand mit Werten zwischen 25 und 35 % stärker als in den Ältesten *Dryas*-Schichten angereichert, während grüne Hornblenden nur mit 10–20% vertreten sind; braune Hornblenden fehlen fast vollständig (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Altersstellung und Abgrenzung: Der Talsand umfaßt eine eintönige Sandserie, die praktisch keine Schluffeinlagerungen, keine humosen Bestandteile und keine Schneckenschalen führt. Sie hebt sich dadurch deutlich von den Ältesten *Dryas*-Schichten ab. Eine sichere Unterscheidung und Abgrenzung ist jedoch nur in gut dokumentierten Bohrprofilen möglich. Auf die Unterschiede in der Schwermineralführung wurde bereits hingewiesen (vgl. Abb. 6 und 7). Eine Abgrenzung gegenüber den auflagernden jüngeren Schichten, insbesondere zum Uferwall und Flugsand (s. Kap. 3.7.1.4.2 und 3.7.1.4.5), ist zum Teil schwierig, da sich diese petrographisch sehr ähnlich sind. Eine sichere Abgrenzung ist nur bei entsprechend guten Aufschlußverhältnissen möglich, die leider nur selten gegeben sind. In der Kartierpraxis sind daher auch in Luftbildern erkennbare morphologische Aspekte ausschlaggebend.

Biostratigraphische Daten, die eine genaue zeitliche Einstufung des Talsandes zulassen, liegen aus dem Blattgebiet nicht vor. Die pollenanalytisch untersuchten Profile (Kap. 10: Brg. 5 und 10 sowie Kartierbohrung 10160) zeigen aus diesem Schichtenabschnitt ausschließlich individuenarme, stratigraphisch nicht auswertbare Pollenspektren mit kaltzeitlichen Floren. Analog zum Emssystem, wo bislang ebenfalls keine direkten stratigraphischen Daten vorliegen, kann jedoch angenommen werden, daß die Ablagerung des Talsandes frühestens gegen Ende der Ältesten *Dryas*-Zeit begonnen hat und vor der Überlagerung durch die in das Alleröd zu datierenden Uferwälle (s. Kap. 3.7.1.4.2) abgeschlossen war (z. B. STAUDE 1986, 1989).

Verbreitung und Mächtigkeit: Talsand ist im Blattgebiet weitflächig an der Geländeoberfläche verbreitet und auch unter jüngeren Deckschichten als weitgehend geschlossene Schicht vorhanden. Seine Mächtigkeit schwankt je nach Relief des Untergrundes zwischen wenigen Dezimetern und maximal etwa 12 m. Häufig liegt sie zwischen 5 und 9 m.

Aufschlüsse: Dauerhafte Aufschlüsse bestehen im Talsand nicht. Dafür sind temporäre Aufschlüsse durch Baumaßnahmen im gesamten Bereich der Talsandebene immer wieder gegeben. Einige größere Naßabgrabungen, die für den Bau der Autobahn A 31 (im Donseler Feld, R 71 450, H 77 620, in der Bauerschaft Wichum, R 73 900, H 79 000, und neuerdings in der Weinerbauerschaft südlich des Fürstenbuschs, R 78 200, H 83 900) und für das Kalksandsteinwerk in Heek (östlich von Heek, R 77 200, H 77 300, und im Strörfeld, R 79 000, H 77 800) angelegt wurden, ermöglichten aufgrund der hohen Wasserstände jeweils nur Einblicke in den obersten Teil des Talsandes. Sie sind aber größtenteils bereits wieder rekultiviert und als Aufschlüsse nicht mehr zugänglich.

3.7.1.4.2 Uferwall (w,S,sw)

Mit einer allmählich abnehmenden Wasserführung stabilisierten sich gegen Ende des Spätglazials die Abflußverhältnisse. Aus dem verwilderten, breitflächigen Abfluß bildete sich ein mäandrierendes Flußsystem mit festliegender Linienführung, das im wesentlichen bereits im Bereich der heutigen Talauen pendelte. Die Dinkel und die kleineren Nebenflüsse begannen sich in die zuvor aufgeschüttete Talsandebene einzuschneiden und stabilisierten dadurch ihren Talverlauf. Häufig auftretende Hochwässer ließen die Flüsse jedoch über ihre Talrinnen heraustreten. Zu beiden Seiten der Talrinnen lagerten sie ihre Sedimentfracht ab und schütteten so die Uferwälle auf. Im Wechselspiel zwischen äolischen Umlagerungen und fluviatiler Sedimentation wuchsen die Wälle in die Höhe. Ganz typisch ist ihr asymmetrischer Querschnitt: Er zeigt zur Talauwe eine steil abfallende Flanke, während er zur Landseite (Talsandebene) hin ganz allmählich abflacht. Uferwälle an Flüssen des Münsterlandes und deren Genese wurden erstmals von THIERMANN (1968) aus dem Blattgebiet 3708 Gronau und THIERMANN (1970b) aus dem Gebiet der Ems im Raum Rheine beschrieben (s. auch THIERMANN 1974). Wegen ihrer äolischen Einlagerungen und späteren äolischen Überprägung werden Uferwälle in geologischen Karten des Emslandes (Niedersachsen) nicht gesondert kartiert, sondern als flußbegleitende Dünen oder Flugsande dargestellt (z.B. GRAHLE in BOIGK et al. 1960, K.-D. MEYER 1988).

Gesteine: Wie schon der Talsand so bestehen auch die Uferwälle aus vorwiegend hellgelbbraunem, kalkfreiem Fein- und Mittelsand mit wechselnden Kornzusammensetzungen. Auch hierbei können einzelne dünne, oft nur zentimeterdicke Lagen aus Grobsand und teilweise Feinkies auftreten. Sandig-schluffige Einlagerungen sind hingegen selten. Eine Schichtung teilweise aus flachen, rinnenartigen Körpern mit Schrägschichtungen und häufigem Körnungswechsel, teilweise aber auch ein mehr laminares Gefüge ist charakteristisch.

Ein temporärer Aufschluß in den Uferwallsedimenten in der Bauerschaft Wichum (R 74 100, H 79 000) zeigte unter einem etwa 60 cm mächtigen Eschboden bis 1 m unter der Geländeoberfläche hellgelbe, schwach mittelsandige Feinsande ohne erkennbare Schichtung (Flugsand). Darunter folgten bis in 2,4 m Tiefe die eigentlichen Uferwallablagerungen, die sich durch intensive Schicht- und Korngrößenwechsel mit deutlichen Schrägschichtungen auszeichnen. Grobsand- und Feinkiesbänder waren an der Oberfläche sowie an der Basis dieses Horizonts vorhanden. Unter den Uferwallsedimenten folgen bis zur Basis des Aufschlusses mittelsandige Feinsande mit vorwiegend laminarer Feinschichtung und nur untergeordneter Schrägschichtung, die wohl schon zum Talsand gehören.

Ein ähnliches Bild ergab sich in der benachbarten Baugrube der Kläranlage Heek-Nienborg (R 74 450, H 78 920). Unter einem geringmächtigen Flugsand setzten die Uferwallablagerungen in ähnlicher Ausbildung ein. An ihrer Oberfläche war eine Bodenbildung aufgeschlossen. Die untersten Zentimeter des Flugsandes enthielten zahlreiche kohlige Einsprengsel. Ob es sich dabei um den allerödzeitlichen Usselo-Horizont oder aber um eine jüngere Bodenbildung handelt, konnte nicht geklärt werden.

Ein weiterer Aufschluß in einem Baugebiet im Süden von Heek (R 75 560, H 75 950) zeigte unter einem geringmächtigen Flugsand einen Teil des Uferwalls. Dort war eine Wechsellagerung zwischen mittelsandigen Feinsanden mit wenig Grobsand und reineren

Feinsanden zu beobachten. Grobsand war lediglich an der Oberfläche dieser Uferwallablagerungen angereichert. Die Schichtung war in diesem Aufschluß vorwiegend laminar.

Altersstellung und Abgrenzung: Die Abgrenzung der Uferwälle erfolgt vorwiegend nach morphologischen Gesichtspunkten. Die beschriebene dünne Kieslage an der Basis der Uferwallsedimente oder kohlig-humose Einlagerungen (Usselo-Horizont?) sind nur in den genannten Aufschlüssen, nicht jedoch im Gelände oder in Sondierungen festgestellt worden. Eine klare Abgrenzung zwischen fluviatil und teilweise äolisch gebildeten Uferwallsedimenten und darüberliegenden, rein äolischen Ablagerungen (Flugsand, Dünen) ist ebenfalls nur nach morphologischen Aspekten möglich. Eine anthropogene Überformung der Uferwälle durch Plaggenauftrag ist weit verbreitet.

Die chronostratigraphische Einstufung der Uferwälle erfolgt analog zum Emssystem. Dort wurde der Usselo-Horizont an der Basis der Uferwälle stellenweise sicher belegt (THIERMANN 1973: 78) und damit eine Bildung während des Alleröd-Interstadials glaubhaft gemacht. Kohlige Einlagerungen in Verbindung mit einer Bodenbildung wurden im Aufschluß der Kläranlage Heek-Nienborg oberhalb der Uferwallablagerungen gefunden. Falls es sich dabei um den Usselo-Horizont handeln sollte, was bisher allerdings nicht erwiesen ist, müßte ein geringfügig höheres Alter für die Uferwallbildung angenommen werden. Es kann sich dabei aber auch um eine holozäne Bodenbildung handeln (vgl. SKUPIN 1982, 1987: 64).

Verbreitung und Mächtigkeit: Uferwälle bilden einen markanten Gürtel beiderseits des Dinkeltals, der sich bereits im Höhenlinienbild und Besiedlungsmuster auf der topographischen Karte abzeichnet. Darüber hinaus treten Uferwälle teilweise auch an Goorbach und Hornebecke auf. Seit frühgeschichtlicher Zeit sind die Uferwälle der Dinkel als Siedlungsgebiet und Verkehrsweg von Bedeutung. Der östliche Uferwall bildet die einzige durchgehende, trockene, aus dem zentralen Münsterland nach Nordwesten führende Verbindung durch die sumpfigen Niederungen des Laster Venns, Strönfeldes und Dinkeltals. Archäologische Funde belegen die hohe strategische Bedeutung dieses Walls (FINKE 1990).

Die Mächtigkeit der Uferwälle ist nicht sehr groß. Wegen der verbreiteten äolischen Überprägung ist sie oft nur schwer zu ermitteln. Sie dürfte vorwiegend um 2 m, zum Teil auch darunter liegen und nur selten bis etwa 4 m reichen.

Aufschlüsse: Dauerhafte Aufschlüsse in den Uferwällen des Blattgebiets existieren nicht. Während der Kartierarbeiten ermöglichten aber verschiedene temporäre Aufschlüsse einen Einblick in die Uferwallsedimente, insbesondere die erwähnte Abgrabung in der Bauerschaft Wichum, der Neubau der Kläranlage Heek-Nienborg sowie Kanalgräben in einem Baugebiet im Süden von Heek.

3.7.1.4.3 Untere Niederterrasse (Nu)

Zum Ende des Weichsel-Spätglazials, vermutlich noch während des Alleröd-Interstadials, tiefen sich die Flüsse des nördlichen Münsterlandes innerhalb einer nur kurzen Zeitspanne in ihre nunmehr festgelegten Stromrinnen ein (SPEETZEN 1990). Dabei erodierten sie zum Teil die flußnahen Bereiche der zuvor aufgeschütteten Uferwälle und modellierten so die heute zu beobachtenden steilen, flußseitigen Uferwallkanten heraus. Das dabei anfallende Sedimentmaterial wurde nicht vollständig fortgeführt, sondern lagerte

sich zum Teil in den Stromrinnen wieder ab. Es bildete in den von Uferwällen begrenzten Tälern einen eigenständigen Terrassenkörper, die sogenannte Untere (= Jüngere) Niederterrasse. Holozäne Erosion hat einen großen Teil dieser Unteren Niederterrasse wieder abgetragen, so daß davon heute nur noch geringe Reste zu finden sind. Eine Untere Niederterrasse ist zum Beispiel aus dem Emsgebiet bekannt und dort gut untersucht (THIERMANN 1974; SPEETZEN 1986, 1990). Ihre Entstehung wird in die Jüngere *Dryas*-Zeit datiert.

Analog zum Emssystem finden sich auch im Dinkeltal kleine Reste einer Unteren Niederterrasse. Sie bestehen – wie die zuvor beschriebenen Sandablagerungen – aus hellgelbgrauem Fein- und Mittelsand, haben selten gröberkörnige Beimengungen und sind frei von humosen, torfigen oder schluffigen Einlagerungen. Die Oberfläche dieser Terrassenstufe liegt im Nordteil des Blattgebiets im holozänen Auenniveau oder nur geringfügig darüber, so daß sie dort morphologisch kaum erkennbar ist. Im Südteil, im Raum Heek, liegt sie maximal 5 dm über der Talaue, ist aber morphologisch nicht immer deutlich von den Auenablagerungen abgesetzt. Die Untere Niederterrasse ist daher vorzugsweise durch Bohrungen und Sondierungen gegenüber den Auenablagerungen abgrenzbar. Da aber durch die Flußregulierung der Dinkel die Talaue anthropogen sehr stark verändert wurde, mußte auf eine detaillierte Kartierung der Unteren Niederterrasse verzichtet werden. Es sind in der geologischen Karte nur die Flächen dargestellt, die sich nach Geländebegehungen und Luftbilddauswertungen morphologisch umgrenzen ließen oder die durch stichprobenartige Sondierungen mehr zufällig entdeckt wurden.

Eindeutig erkennbar ist die Untere Niederterrasse an wenigen Stellen im Dinkeltal, wo mitten in der Talaue kleine inselartige Kuppen aufragen. Solche Kuppen gibt es bei Heek, Nienborg und Gerdingseite/Langeseite. Es sind Jüngere Dünen beziehungsweise Flugsande, die im Holozän auf inselartigen Resten der Unteren Niederterrasse abgelagert wurden. Die bischöfliche Burg in Nienborg und die Kirche von Heek sind auf solchen Kuppen errichtet.

Die Mächtigkeit der Unteren Niederterrasse ist nicht genau bekannt. Da sie petrographisch gleichartige Sande der Oberen Niederterrasse überlagert, läßt sich die Mächtigkeit auch in Bohrungen nicht ermitteln. Ein Maß hierfür mag jedoch die Mächtigkeit der holozänen Auenablagerungen sein, da die fluviatile Ausräumung des Dinkeltals im ausgehenden Spätglazial vermutlich nicht tiefer als im Holozän reichte. Unter dieser Annahme ist mit einer maximalen Mächtigkeit der Unteren Niederterrasse von etwa 5 m zu rechnen.

Periglazialbildungen

Neben den bereits in Kapitel 3.7.1.4 beschriebenen Frostbodenstrukturen sind an einigen Stellen des Blattgebiets Fließerden überliefert. Es sind Sedimente, die unter den periglazialen Bedingungen eines kaltzeitlichen Klimas entstanden.

3.7.1.4.4 Fließerde („fl)

Fließerde mit einer darstellbaren Mächtigkeit wurde im Blattgebiet an den Flanken einiger Kreide-Höhen gefunden. Sie läßt sich nur dort kartieren, wo sie sich durch einen Materialwechsel deutlich von ihrem Unterlager abhebt. Es ist aber anzunehmen, daß sie

weiter verbreitet ist, als es ihre Darstellung in der geologischen Karte zeigt. Entweder ist sie jedoch nur geringmächtig und daher nicht darstellbar, oder sie läßt sich nicht mit genügender Sicherheit von den unterlagernden Schichten abgrenzen. Es wird vermutet, daß Fließerde – wenn auch nur in geringer Mächtigkeit – praktisch an allen Erhebungen des Blattgebiets vorkommt.

Fließerde entsteht durch Solifluktionvorgänge unter kaltzeitlichen Klimabedingungen. Über einem Dauerfrostboden geraten in kurzen sommerlichen Auftauphasen die dann wassergesättigten oberen Bodenschichten schon bei geringen Hangneigungen von etwa 2° (vgl. SPEETZEN 1986: 21) ins Fließen und werden nach mehr oder weniger langem Transport wieder abgelagert. Mit zunehmender Erwärmung gegen Ende des Pleistozäns und im Holozän geht das Bodenfließen allmählich in eine flächenhafte Abspülung und Verschwemmung der oberflächennahen Lockersedimente durch Niederschlagswasser über. Dementsprechend erfolgt im Holozän die Ablagerung von Schwemmlern (vgl. Kap. 3.7.2.3), der petrographisch einer Fließerde sehr ähnlich und nicht immer sicher von dieser abzutrennen ist. Die Entstehungszeit der dargestellten Fließerdevorkommen des Blattgebiets liegt wahrscheinlich in der Weichsel-Kaltzeit. Inwieweit diese Vorkommen noch holozäne Schwemmlernanteile enthalten, ist unbekannt.

Am Südhang des Eper Berges (Gemarkung „Am Berge“) lagert eine maximal 2 m mächtige Fließerde auf Tonsteinen des Barrèmes. Sie setzt sich zusammen aus Fein- und Mittelsand mit Grobsand-, Kies- und Schluffanteilen sowie einzelnen Steinen. Ihre Farbe ist gelbbraun bis rostbraun. Ausgangsmaterial für diese Fließerde waren vermutlich Flugsande und der Gildehaus-Sandstein, der in der Kuppe des Eper Berges zutage tritt.

Ein weiteres Fließerdevorkommen wurde im Süden der Weinerbauerschaft (nördlich der Hornebecke am östlichen Blattgebietsrand) kartiert. Dort liegt eine 2–3 m mächtige, braungraue Wechselfolge aus mittelsandigem Feinsand und feinsandigem, teils schwach tonigem Schluff mit einzelnen Kiesen und Steinen. Dabei dürfte es sich um umgelagertes Material von Kreide, Grundmoräne und Flugsand handeln.

Windablagerungen

Die durch äolische Umlagerung entstandenen Sedimente des Blattgebiets (Windablagerungen) bestehen ausschließlich aus sandigen Substraten. Neben den eher flächenhaften, meist geringmächtigen Flugsandaufwehungen sind Dünen vorhanden, die durch ihre deutliche Morphologie abzugrenzen sind. Die Ablagerung äolischer Sedimente setzte wahrscheinlich im Weichsel-Spätglazial ein und dauerte im Holozän bis in die jüngste historische Vergangenheit an. Kartiertechnisch lassen sich zwei Generationen von Flugsanden und Dünen unterscheiden: Die Älteren Dünen („d(1)“) und der Ältere Flugsand weisen an ihrer Oberfläche eine Bodenbildung mit deutlicher Podsolierung auf, während die Jüngeren Dünen („d(2)“) und der Jüngere Flugsand nur eine geringe Bodenbildung und höchstens Ansätze einer Podsolierung besitzen. Durch anthropogene Beeinflussung (Plaggenauftrag, Ackerumbruch, Abgrabungen) ist bei vielen Flugsandflächen der Oberboden jedoch so stark gestört, daß eine sichere Altersbeurteilung nach dem genannten Kriterium nicht mehr erfolgen kann. Flugsand („S,a“) wird daher ohne eine Differenzierung in Jüngeren und Älteren zusammengefaßt dargestellt. Jüngere (holozäne) Dünen sind fast ausschließlich unter Kiefernwaldflächen erhalten.

Die Kartierung der Windablagerungen sowie die kartographische Darstellung ihrer Verbreitung und Mächtigkeit erfolgten nach Geländebegehungen, Auswertung von unveröffentlichten Bodenkarten zur Landwirtschaftlichen Standorterkundung im Maßstab 1:5 000 und einer Luftbildkartierung. Die Mächtigkeitsabstufungen wurden zu einem großen Teil mit Hilfe relativer und absoluter Höhenmessungen in Luftbildern ermittelt.

3.7.1.4.5 Flugsand (S,a)

Flugsand ist im Blattgebiet mit Ausnahme der Talauen und Moorflächen praktisch überall gegenwärtig. Meistens bildet er nur einen hauchdünnen Schleier von wenigen

Zentimetern bis Dezimetern, der in der geologischen Karte nicht dargestellt ist. Nur dort, wo seine Mächtigkeit durchschnittlich 5 dm übersteigt, erfolgt eine Darstellung in drei Mächtigkeitsstufen (bis 1 m, 1–2 m, über 2 m).

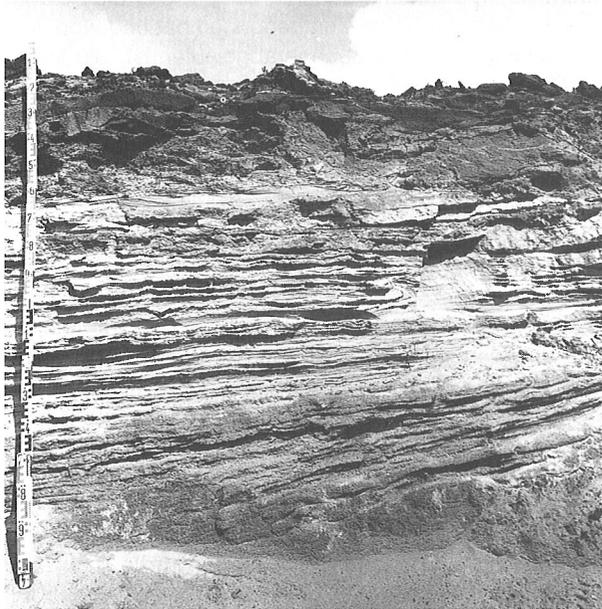


Abb. 8 Laminare Feinschichtung im Flugsand

Gesteine: Der Flugsand besteht aus einem hellgelben bis hellgelbbraunen, teils locker, teilweise aber auch dichter gelagerten, meist gut sortierten Feinsand mit geringem Mittelsandgehalt und lagenweise vereinzelt Grobsandkörnern. In einem frischen Anschnitt zeigt er sich häufig schichtungslos. Bei stärker ausgewitterten Profilen ist teilweise eine deutliche Schrägschichtung im Zentimeterbereich zu beobachten,

die auf lagenweise geringen Korngrößenunterschieden beruht. Häufiger und für die weiten Flugsandflächen wohl charakteristisch ist jedoch eine weit durchhaltende, laminare Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich mit flachen, teilweise undeutlichen Rippeln und dünnen, langgezogenen, linsenartigen Sandkörpern. In exemplarischer Weise war dieses Texturbild über eine Erstreckung von annähernd 300 m in einem Aufschluß zu erkennen, der durch die Abgrabung in der Wiener Mark im Nordosten des Blattgebiets geschaffen wurde (R 79 150, H 84 650, s. Abb. 8).

Durch einen Bodenhorizont mit deutlicher Podsolierung voneinander getrennt lagern häufig Ältere und Jüngere Flugsande aufeinander. Es zeigt sich, daß die Älteren Flugsande dichter gelagert sind, während die Jüngeren nur eine geringe Lagerungsdichte aufweisen. Auch zeigen sich geringe Farbunterschiede. So sind die Älteren Flugsande in

der Regel hellgelbbraun und nur in den höheren Bodenhorizonten dunkelbraun verfärbt oder weiß gebleicht. Die Jüngeren Flugsande sind hingegen häufig hellgelb oder hellgelbgrau. Ihr Bodenprofil geht über einen Podsol-Ranker nicht hinaus. Orterde- oder Ortsteinbildungen – in Verbindung mit Podsolböden auftretende, durch Eisenhydroxide und Humusstoffe ver kittete Sandhorizonte – sowie braune Bänderungen sind typisch für Ältere Flugsande. Sie entstehen durch Auswaschungs- und Umlagerungsvorgänge während der Bodenbildung (vgl. SCHRAPS 1972).

Altersstellung: Windablagerungen sind aus den vegetationsarmen, kaltzeitlichen Phasen des Pleistozäns allgemein bekannt. Die im Blattgebiet überlieferten Flugsande lagern zu einem großen Teil auf spätweichselzeitlichen Talsanden, so daß sich hierdurch ihr Bildungszeitraum nach unten begrenzen läßt. Verschiedene Bodenhorizonte, die ARENS (1964) in Flugsanden aus dem Raum Stadtlohn datierte, zeigen, daß die Ablagerung äolischer Sedimente bereits in der Ältesten *Dryas*-Zeit begonnen hat und wohl teilweise parallel zur fluviatilen Ausgestaltung der Talsandebene abgelaufen ist. Sie setzte sich in mehreren, manchmal von Bodenbildungen unterbrochenen Phasen bis in die jüngste Vergangenheit fort.

Aus dem Blattgebiet liegen pollenanalytische und radiometrische Datierungen eines Flugsandprofils mit mehreren Bodenhorizonten aus der Bauerschaft Averbeck vor (R 77 025, H 76 950), die eine mehrphasige Entstehung im Atlantikum und Subatlantikum belegen (vgl. Kap. 9.4 und Abb.13). Archäologische Funde in der Ammerter Mark weisen auf Flugsandverwehungen in der Jungsteinzeit und Bronzezeit (im wesentlichen Subboreal) hin. Diese Verwehungen wurden bereits durch die damalige Besiedlung und Landnutzung anthropogen beeinflusst (FINKE 1990, 1993). Als Folge der Landnutzung durch den Menschen hielten Flugsandverwehungen bis in die jüngste Vergangenheit weiterhin an, obwohl Vegetation und Klima von Natur aus diese nicht mehr begünstigten (SERAPHIM 1986: 134). Während die Älteren Flugsande mit deutlichem Podsolprofil nach PYRITZ (1972: 62) wahrscheinlich mindestens 2000 Jahre alt sind, wurden nach MAAS (1955) die Jüngeren Flugsande (ohne oder mit nur geringem Bodenprofil) im Subatlantikum hauptsächlich in geschichtlicher Zeit während der großen mittelalterlichen Rodungen zwischen 800 und 1000 n. Chr. abgelagert. In diese Zeit fällt auch der Beginn der Plaggenwirtschaft, die wohl hauptsächlich im Mittelalter angewendet wurde, sich aber mit ihren Folgen bis in das 19. Jahrhundert auswirkte (PYRITZ 1972, ECKELMANN 1980). Durch den Plaggenhieb und die anschließende Nutzung dieser Flächen als Schafhude wurde das natürliche Vegetationskleid zerstört. Es entstanden weite Heide- und Ödlandflächen, auf denen Winderosion und Sandverfrachtung oftmals von neuem aufleben konnten. Die frühen, gegen Ende des 19. Jahrhunderts erschienenen topographischen Karten zeigen noch für große Teile des Blattgebiets Heide- und Ödlandflächen (vgl. LUCAS 1967: 36, DICKEL 1982: Beil.). Gelegentlich kommt es auch heute zu Sandverwehungen, die durch die Art der Landnutzung und die Schaffung großflächiger, maschinengerechter Ackerfluren begünstigt werden (J. WERNER 1986).

Verbreitung und Mächtigkeit: Flugsande kommen im gesamten Blattgebiet vor. Sie zeichnen sich durch ihr flachwelliges bis kuppiges Relief aus und heben sich dadurch besonders von den ebenen Talsandflächen deutlich ab. Meistens sind sie nur wenige Dezimeter, selten etwas mehr als 1m mächtig; es gibt aber auch einige Bereiche mit mächtigeren Flugsanden. Diese liegen in der Umrandung der flachen Kreide- und Grundmoräne-Höhen vor allem im Südwesten und Norden des Blattgebiets sowie auf der Ost-

seite des Dinkeltals. Dort schließen sie sich an die Uferwälle an oder überlagern diese zum Teil. Eine maximale Mächtigkeit der Flugsande von etwa 3,50 m wird wohl nur in der Bauerschaft Averbeck im Südosten des Blattgebiets erreicht, während sie sonst selten 2 m übersteigt.

Neben unregelmäßig geformten, größeren Flugsandflächen lassen sich auch solche mit einer bevorzugten Ausrichtung erkennen. So sind mehrfach etwa Nord – Süd gerichtete, flache, teilweise strichdünenartige Flugsandwälle mitunter in mehreren Reihen parallel zueinander angeordnet (zum Beispiel in der Bauerschaft Wext nördlich und östlich von Nienborg). Diese sind etwa senkrecht zu der vermutlich vorherrschenden westlichen Windströmung ausgerichtet (SPEETZEN 1986). West – Ost ausgerichtete, manchmal auch sichelförmige Flugsandanhäufungen sind aber ebenfalls zu beobachten.

Aufschlüsse: Flugsande sind oder waren an vielen Stellen des Blattgebiets in kleinen und kleinsten Gruben aufgeschlossen. Diese Aufschlüsse verfallen meist sehr schnell und bieten daher oft nur kurzfristige Einblicke in den Aufbau von Flugsandablagerungen. Ehemals größere Abgrabungen, wie die bereits erwähnte Grube in der Weiner Mark (Abb. 8) oder zahlreiche flache Sandgruben in der Bauerschaft Averbeck, sind inzwischen rekultiviert und nicht mehr zugänglich. Eine Auswahl solcher kleinerer Gruben ist nachfolgend genannt:

- Böschungskante einer ehemaligen Abgrabungsfläche in der Bauerschaft Averbeck, R 75 980, H 74 970 (Jüngerer und Älterer Flugsand)
- flache Sandkuhle auf einer Weidefläche im Donseler Feld, R 71 050, H 76 800 (Jüngerer Flugsand)
- Strönfeld, kleine Sandgrube, R 78 400, H 80 260 (Älterer Flugsand)

3.7.1.4.6 Ältere Dünen („d(1))

Dünen sind genetisch ebenfalls zu den Flugsandablagerungen zu rechnen. Petrographisch unterscheiden sie sich von den zuvor beschriebenen Flugsanden nicht. Im Gegensatz zu den überwiegend weitflächig verbreiteten Flugsanden sind Dünen jedoch isolierte Flugsandanhäufungen, die sich in der Regel mit einer langgestreckten Form deutlich über ihre nächste Umgebung erheben und in ihrem ursprünglichen Zustand häufig ein kuppiges Kleinrelief aufweisen (vgl. PYRITZ 1972). Neben großen, sich über mehrere hundert Meter erstreckenden Einzeldünen können in Dünenfeldern auch zahlreiche kleinere Dünen dicht nebeneinander auftreten.

Als Ältere Dünen, deren Entstehung wahrscheinlich von der späten Weichsel-Kaltzeit bis in das frühe Holozän reicht, werden einige große Einzelerhebungen dargestellt, die – wie die älteren Teile des Flugsandes – durch eine deutliche Bodenbildung mit starker Podsolierung abgeschlossen wird (vgl. STAUDE 1986). Nur unter Kiefernwald ist ihre ursprüngliche morphologische Form in etwa noch erkennbar. Durch Ackernutzung, Plaggenauftrag und Abgrabungen sind gerade die Älteren Dünen häufig stark verändert oder nahezu vollständig zerstört. Solche nicht mehr eindeutig als ehemalige Dünen erkennbare Flächen werden als Flugsand kartiert. Die Mächtigkeit von Älteren Dünen beträgt maximal 3–4 m. Häufig finden sich, durch eine oder auch mehrere Bodenbildungen voneinander getrennt, verschiedene Generationen von Dünen übereinander (vgl. Kap. 3.7.2.4).

Die stratigraphische Stellung der Älteren Dünen entspricht der des Älteren Flugsandes (s. Kap. 3.7.1.4.5).

Aufschlüsse:

- flache, kleinkuppige Dünenfelder im Laster Venn, R 69 720, H 80 500 und R 69 720, H 81 310
 - kleine Dünen auf dem Uferwall in der Bauerschaft Gerdingseite, R 72 200, H 81 200
- Neben den nachfolgend genannten Lokalitäten sind Teile von Älteren Dünen auch in den in Kapitel 3.7.2.4 aufgeführten Aufschlüssen (Jüngere Dünen) zu sehen.

3.7.2 Holozän

Die periglazialen und äolischen Ablagerungen des Pleistozäns leiten ohne deutliche Grenze in das Holozän über. Äolische Ablagerungen setzten sich bis in die jüngste Vergangenheit hinein fort. Im Holozän erfolgte vor allem die Ausgestaltung der Talauen. Sande, zum Teil auch Schluffe und Tone, setzten sich im Wechsel mit Torfhorizonten in den Auen ab. Auf weiten, grundwassernahen Teilen der Talsandebene kam es zu Moorbildungen. Etwa seit der Zeitwende griff der Mensch mehr und mehr in das geologische Geschehen ein und verwandelte durch künstliche Änderungen die Natur- in eine Kulturlandschaft.

Bach- und Flußablagerungen

Seit dem frühen Holozän haben sich die Bäche und Flüsse des Blattgebiets erneut in ihre Täler eingeschnitten und im späteren Verlauf diese Eintiefung durch Auenablagerungen wieder ausgeglichen. Während an den kleineren Bächen die holozäne Eintiefung nur gering ist und 1 – 2 m selten übersteigt, beträgt sie an der Dinkel zum Teil mehr als 5 m, wie es entsprechend mächtige Auensedimente zeigen. Der heutige Talboden der Dinkel liegt im Süden des Blattgebiets bis zu 2 m und im Norden bei Epe noch 0,5 – 1 m unter dem Niveau der angrenzenden Talsandebene.

Viele der kleinen Bäche im Laster Venn und Strörfeld haben durch Meliorationsmaßnahmen und Flurbereinigungen ein künstliches Bachbett erhalten, das mit dem ehemaligen natürlichen Verlauf nicht mehr übereinstimmt. Es wurde versucht, die ursprünglichen Talverläufe mit Hilfe der Luftbildkartierung zu rekonstruieren. Die bei einer stereoskopischen Luftbilddauswertung mit deutlichem Überhöhungseffekt erkennbare Geländegestalt sowie Bodenfeuchteunterschiede geben hierzu Hinweise. Sie wurden im Gelände überprüft und durch Flachsondierungen bestätigt oder ergänzt.

Je nach petrographischer Zusammensetzung der Auenablagerungen lassen sich Auensand (,S,ta; ,Sl,ta) und Auenlehm (,L,ta) unterscheiden.

3.7.2.1 Auensand (,S,ta; ,Sl,ta)

Gesteine: Im Blattgebiet lassen sich zwei Varietäten von Auensand unterscheiden. Reiner Auensand (,S,ta) besteht aus Feinsand mit mehr oder weniger starkem Mittelsandanteil und nur gelegentlich minimalen schluffigen Einlagerungen. Seine Farbe ist vorzugsweise graubraun, zum Teil auch gelbbraun und wird durch einen feinverteilten,

geringen Humusgehalt beeinflusst. Dünne Torflagen, Pflanzen- und Holzreste können eingeschaltet sein. Zwei schwermineralogisch untersuchte Proben von Auensand aus einem Aufschluß am Goorbach südlich der Goorbrücke (R 74 540, H 85 200) zeigen bei den sehr stabilen und stabilen Schwermineralgruppen (Turmalin, Zirkon, metamorphen Mineralen, Granat) ein ähnliches Spektrum wie in den Talsanden (vgl. Abb. 6 und 7). Epidot ist hingegen mit 41 % stärker angereichert, während die instabilen Minerale (Saussurit, Alterit, Klinopyroxene, braune Hornblenden und andere) mit 4 bzw. 7,5 % nur gering vertreten sind (Untersuchung U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Als lehmiger Auensand (,Sl,ta) werden hauptsächlich im Dinkeltal sehr heterogene Sedimente zusammengefaßt. Es überwiegen graubraune Fein- bis Mittelsande, die vor allem in Oberflächennähe oder durch Einlagerungen sehr stark schluffig, stellenweise auch tonig sein können. Daneben bestehen Übergänge zu reineren, häufig humosen Schluffen oder auch schluffigen Tonen. Diese sind entweder nur kleinräumig verbreitet oder lassen sich wegen der anthropogenen Veränderungen der Talböden nicht gesondert als Auenlehmvorkommen darstellen. In den lehmigen Auensanden kommen häufig Lagen von stark humosen Sanden und Schluffen sowie Torfhorizonte vor, die mehrere Dezimeter mächtig werden können. Vereinzelt wurden auch faulschlammartige, teils graugrüne bis schwarze, teils durch Eisenausfällungen rostbraune, sehr weiche, schluffig-sandige Tone gefunden.

Einen sehr guten Überblick über den Aufbau der Auenablagerungen des Dinkeltals bot ein Aufschluß, der durch den Bau der Autobahn A 31 nördlich von Nienborg entstanden ist. In einem dort aufgenommenen Profil (R 74 640, H 79 390) liegt unter einem schluffig-tonigen Abschnitt (Auenlehm, vgl. Kap. 3.7.2.2) eine Sand-Torf-Wechselfolge. Vom Hangenden zum Liegenden zeigte der Aufschluß folgenden Schichtenaufbau (Zusammenfassung eines ausführlichen Profils, das im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen niedergelegt ist):

Oberfläche: 1 – 2 dm Kulturboden abgeschoben

- 0,6 m Schluff, stark tonig, stark feinsandig, teilweise Ton, schluffig, stark feinsandig, graubraun, teilweise stark eisenschüssig (Raseneisensteinkonkretionen) und rostbraun (Auenlehm)
- 0,7 m Torf, vollständig zersetzt, feinsandig, schwach schluffig, schwarzbraun
- 1,8 m Feinsand, überwiegend schwach mittelsandig, einzelne dünne Lagen aus Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, fein laminar bis schräg geschichtet; Einlagerungen von humosem Material (Schwemmhumus, lagig oder diffus verteilt), dünnen Torflagen und Holzresten, hellgrau bis graubraun
- 2,0 m Torf, dunkel- bis schwarzbraun, einzelne schwach zersetzte Holzreste
- 2,4 m Feinsand, schwach mittelsandig, hellgrau, übergehend in Torf, feinsandig, dunkelbraun, und humosen Feinsand, braungrau, mit Holzresten

Abgrenzung und Altersstellung: Die Abgrenzung von Auensanden (,S,ta; ,Sl,ta) gegenüber anderen Quartär-Sedimenten kann zum einen morphologisch nach dem Verlauf der Talrinnen, zum anderen nach Bohrungen oder Sondierungen vorgenommen werden. Durch ihre häufigen humosen Einlagerungen oder durch die graubraune Farbe unterscheiden sie sich in der Regel deutlich von älteren fluviatilen Ablagerungen (z. B. Talsand). Lediglich bei den kleinen Bachläufen im Laster Venn und Strönfeld, wo die Auensande nur sehr geringmächtig sind und eine Talauie morphologisch nur sehr schwach ausgeprägt ist, bestehen mitunter Abgrenzungsprobleme.

Die Altersstellung ergibt sich aus dem beschriebenen, pollenanalytisch datierten Profil in der Dinkelaue bei Nienborg (Untersuchung H.-W. REHAGEN, Krefeld). Die unterste Probe aus 2,2 m Tiefe zeigt noch das typische Florenbild des Präboreals und kann in die Zone V nach OVERBECK (1950) beziehungsweise IV nach FIRBAS (1949, 1952) eingestuft werden. Der darüberlagernde Torfhorizont und die unmittelbar darauffolgenden Sande in 1,8 m Tiefe datieren in das Boreal und entsprechen der Zone VI nach OVERBECK (bzw. V nach FIRBAS). Der jüngere Teil des Boreals konnte pollenanalytisch nicht nachgewiesen werden. Damit dürfte der untere Teil der Dinkelaue etwa zeitgleich mit der Inselterrasse der Ems entstanden sein (vgl. THIERMANN 1970 b, 1974; STAUDE 1986; SPEETZEN 1986, 1990).

Der zum Hangenden folgende Profilabschnitt bis in eine Tiefe von 0,6 m datiert in das Atlantikum und umfaßt die Zonen VIIIa und b nach OVERBECK (bzw. VI und VII nach FIRBAS). Darüber folgten Ablagerungen des Subboreals (Zone IX nach OVERBECK bzw. VIII nach FIRBAS). Durch die oberste Probe aus 0,1 m Tiefe läßt sich der jüngere Teil des Subatlantikums (Zone XII a nach OVERBECK bzw. X a nach FIRBAS) belegen. Somit ist durch dieses Profil eine mehr oder weniger fortlaufende vegetationsgeschichtliche Abfolge dokumentiert. Das Fehlen von Pollenspektren des jüngeren Boreals und älteren Subatlantikums kann durch den relativ großen Probenabstand bedingt sein. Möglicherweise liegen hier aber auch zwei kleinere Schichtlücken vor, deren Ursachen sowohl kurzzeitige Erosionen als auch zeitweise Unterbrechungen der Sedimentation sein können. Die Datierung der Auenablagerungen an der Dinkel entspricht dem, was aus anderen Bereichen des Münsterlandes bekannt ist. Sie läßt sich mit den Beobachtungen von LÜTTIG (1960) aus dem Flußgebiet der Weser vergleichen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Auensand (S,ta) ist an der Ahauser Aa und in den Auen der zahlreichen kleineren Bachläufe verbreitet, die die Talsandebene im Laster Venn und Ströfeld entwässern. Lehmiger Auensand (Sl,ta) ist im Dinkeltal weit verbreitet, darüber hinaus auch in den Talanfängen kleinerer Bäche im Nordosten des Blattgebiets. Dort bewirkt umgelagertes Kreide-Material die feinkörnige, oft nur schwach bindige Komponente. Im Dinkeltal mußten unter dem Sammelbegriff „lehmiger Auensand“ sehr heterogene Auenablagerungen zusammengefaßt werden, da die starke anthropogene Veränderung des Talbodens durch die Begradigung und Regulierung der Dinkel eine differenzierte Kartierung und Darstellung von Auensand und Auenlehm nur noch an wenigen Stellen zuließ.

Die Mächtigkeit des Auensandes (S,ta) beträgt im Tal der Ahauser Aa bis zu 3,5 m, an den kleinen Bächen oft nur wenige Dezimeter, selten bis zu 2 m. Der lehmige Auensand (Sl,ta) im Dinkeltal erreicht eine maximale Mächtigkeit von 5,5 m.

Aufschlüsse: Auensande sind wegen der meistens hohen Grundwasserstände in den Talböden nur selten aufgeschlossen. Temporäre Aufschlüsse sind ebenfalls kaum vorhanden, da die Auen weitgehend von einer Bebauung ausgeklammert werden. Der hervorragende temporäre Aufschluß, der beim Bau der Autobahn A 31 quer durch das Dinkeltal nördlich von Nienborg entstanden ist, war daher eine glückliche Ausnahme. An den nicht regulierten Bächen im Nordosten des Blattgebiets gibt es noch einige natürliche Böschungprofile, die den Auensand zeigen – so zum Beispiel der zuvor erwähnte Aufschluß am Goorbach südlich der Goorbücke (R 74 540, H 85 200).

3.7.2.2 Auenlehm (L,ta)

Als Auenlehm lassen sich nur einige wenige Flächen im Dinkeltal darstellen. Es sind wohl Relikte einer ehemals weiteren Verbreitung, die trotz der anthropogenen Veränderungen durch die Regulierung der Dinkel dort noch einigermaßen geschlossen erhalten geblieben sind. Als Auenlehm (L,ta) werden Flächen dargestellt, in denen tonige Schluffe von dunkelgrauer Farbe, zum Teil mit eisenschüssigen, rostbraunen Horizonten und humosen Einlagerungen überwiegen und mindestens 1 m mächtig werden. Einzelne Sondierungen zeigten bis zu 1,5 m mächtige Schluffe. Diese feinkörnige Variante der Auenablagerungen findet sich vorzugsweise am Rand der Talau, manchmal in Nachbarschaft zu Niedermoor- oder Anmoorflächen, und weist möglicherweise auf ehemalige Stillwasserbereiche oder verlandete Altwässer hin. Auenlehm, Auensand und lehmiger Auensand sind zumindest im jüngeren Holozän zeitgleich abgelagert worden. Sie stellen verschiedene Fazieskörper dar, die je nach Strömungs- und Abflußverhältnissen nebeneinander entstehen konnten.

Verschwemmungsablagerungen

Mit dem Ende des kaltzeitlichen Klimas zu Beginn des Holozäns hörten auch die periglazialen Abtragungs-, Transport- und Sedimentationsprozesse allmählich auf. Der Dauerfrostboden taute auf, die bis dahin vorherrschende Solifluktion ging auf flachgeneigten Hängen in eine flächenhaft wirkende Abschwemmung über. Durch die parallel mit der Erwärmung einhergehende Ausbreitung der Vegetation wurde der Boden mehr und mehr durch ein dichtes Pflanzenkleid vor weiterer flächenhafter Abtragung geschützt. Abschwemmungsprozesse verloren somit an Bedeutung. Erst mit der Zerstörung der Pflanzendecke als Folge mittelalterlicher Landnutzung (vgl. Kap. 3.7.1.4.5) lebten neben der Winderosion an den flachen Erhebungen des Blattgebiets auch Verschwemmungsprozesse wieder auf. Überwiegend findet sich abgeschwemmtes Bodensubstrat heute in Form von Auenablagerungen (Auensand, Auenlehm) in den Tälern wieder. Noch in der Nähe ihres Ursprungsgebiets in einer flachen Talmulde lagernde, als junge Verschwemmungsablagerungen (Schwemmlehm) gedeutete Sedimente finden sich in der Weinerbauerschaft am Nordostrand des Blattgebiets.

3.7.2.3 Schwemmlehm (,u)

Von der mit Grundmoräne überdeckten Festgesteinserhebung (Kalkarenitfazies des Obersantons) in der Weinerbauerschaft (östlicher Blattgebietsrand) zieht in westliche Richtung eine flache Talmulde herunter und mündet östlich der Straße Nienborg – Ochtrup (Landesstraße L 573) in die Talsandebene. In dieser Talmulde lagert ein bis 2 m mächtiges, sehr heterogen zusammengesetztes Sediment. Es besteht vorwiegend aus schwach mittelsandigen Feinsanden und enthält Einlagerungen von Schluffen und tonigen Schluffen, zum Teil mit einzelnen Kiesen (nordisches Material). Charakteristisch ist eine hellbraune, braune oder graubraune Farbe, die auf lagenweise angereicherte Humusanteile zurückgeht. Bei den schluffigen Bestandteilen dürfte es sich um abgeschwemmtes Kreide- oder Grundmoräne-Material handeln; die Sande bestehen vermutlich aus verschwemmten Flugsandpartikeln.

Windablagerungen

Die seit dem Weichsel-Spätglazial nachweisbaren äolischen Sandverlagerungen setzen sich im Holozän weiter fort. Ein großer Teil der in Kapitel 3.7.1.4.5 beschriebenen Flugsande und Älteren Dünen (Kap. 3.7.1.4.6) hat bereits ein spätpleistozänes bis frühholozänes Alter. Als junge, ausschließlich auf das Holozän beschränkte äolische Ablagerungen lassen sich Jüngere Dünen („d(2)“ gesondert darstellen.

3.7.2.4 Jüngere Dünen („d(2)“)

Petrographisch unterscheiden sich die Jüngeren Dünen von den in Kapitel 3.7.1.4.5 beschriebenen Jüngeren Flugsanden nicht. Wie diese bestehen sie aus Feinsand mit geringem Mittelsandgehalt und lagenweise vereinzelt Grobsandkörnern, haben eine hellgelbbraune, zum Teil auch hellgelbgraue Farbe und sind locker gelagert. Außer einer dünnen Humusauflage fehlt ihnen eine Bodenbildung, oder sie beschränkt sich auf die Ausbildung eines Podsol-Rankers. Meist lagern in den jungen Dünengebieten ältere und jüngere Sandaufwehungen übereinander, so daß im engeren Sinne die Jüngeren Dünen nur einen kleinen Teil der Gesamtmächtigkeit ausmachen. Charakteristisch für die Jüngeren Dünen ist ihre ausgeprägte Kuppenform mit 5–6 m hohen Einzelerhebungen, die manchmal eine flachere Luv- und steilere Leeseite oder eine Sichelform erkennen lassen. Jüngere Dünen sind fast ausschließlich von Kiefernwäldern bewachsen und daher anthropogen wenig verändert.

Die Jüngeren Dünen sind im Holozän entstanden – wahrscheinlich hauptsächlich im Subatlantikum, so wie dies in Kapitel 3.7.1.4.5 für die jüngeren Teile des Flugsandes bereits dargelegt wurde.

Jüngere Dünen treten im Blattgebiet bevorzugt auf dem östlichen Uferwall der Dinkel auf oder sind diesem unmittelbar benachbart. Es sind im wesentlichen zwei größere Gebiete mit Jüngeren Dünen: südlich von Epe (Bauerschaft Gerdingseite) und östlich von Nienborg und Heek (Kalvarienberg und Averbek/Großer Esch). Die Mächtigkeit der Jüngeren Dünen (zugleich maximale Höhe von Einzelkuppen) erreicht etwa 6 m.

Aufschlüsse: In den nachfolgend genannten Aufschlüssen ist unter Ablagerungen einer Jüngeren Düne immer ein Kern aus Älteren Dünensanden zu erkennen:

- alte Abgrabungskanten am Großen Esch in der Bauerschaft Averbek, R 77 490, H 75 800
- kleinkuppiges Dünengebiet westlich des Goorbaches nahe dem nördlichen Blattgebietsrand, R 74 220, H 84 850

Moorbildungen

Moorbildungen finden sich im Blattgebiet als Anmoor in flachen, grundwassernahen Mulden, als Niedermoor (vorzugsweise in der Dinkelaue) sowie als Reste eines ehemaligen, heute abgetorferten Hochmoors (Amtsvenn). Durch Meliorationsmaßnahmen (Drainage, Tiefumbruch) sind viele Moorflächen künstlich verändert und für eine landwirtschaftliche Nutzung urbar gemacht worden. Eine Abgrenzung ist daher zum Teil schwierig, sofern keine eindeutigen morphologischen Kriterien vorliegen.

3.7.2.5 Hochmoor (,Hh)

Im Westen reicht das Amtsvenn in das Blattgebiet hinein. Es ist ein ehemals mehr als 20 km² großes Hochmoorgebiet (P. SCHNEIDER 1968) mit stellenweise bis zu 6 oder 7 m mächtigem Torf (BÖMER 1893, GOEKE 1953). Der größte und zentrale, heute in kleinen Flächen noch intakte Teil des Moors liegt im Bereich von Blatt 3807 Alstätte. Im Blattgebiet ist es bereits vor dem Ersten Weltkrieg durch bäuerlichen Torfstich mehr oder weniger vollständig abgetorft und danach planmäßig kultiviert worden. Die ehemalige Moorfläche wurde entwässert, im Anschluß an den Torfstich umgebrochen und seitdem landwirtschaftlich genutzt. Es finden sich daher heute nur noch Reste von Hochmoortorf, häufig mit Sand vermischt (Sandmischkultur). Nur an wenigen, früher wohl nicht vollständig abgetorften Stellen (z. B. im Bereich R 68 800, H 80 500, östlich des Graeser Venns) kommen gelegentlich noch bis zu 0,7 m mächtige Hochmoortorfreste in ursprünglicher Lagerung vor. Die Ausdehnung des ehemaligen Hochmoorgebiets läßt sich mit Hilfe der Luftbildkartierung anhand des Reliefs der umliegenden Flugsandfelder sowie des Strukturmusters im Boden gut abgrenzen.

Einen Überblick über den ursprünglichen Aufbau und die Gliederung des Hochmoortorfs im Amtsvenn gibt GOEKE (1953). Das Torfwachstum begann demnach, abgesehen von kleinen vermoorten Tümpeln, wohl ohne eine limnische Anfangsphase direkt in der Form eines Hochmoors. Die ältesten Torfe datieren nach pollenanalytischem Befund in das Atlantikum. Das Torfwachstum läßt sich kontinuierlich bis in das jüngere Subatlantikum verfolgen. Der Beginn der Hochmoorbildung im Atlantikum, rund 6000 Jahre vor heute, fällt in eine Phase, in der als Folge der nacheiszeitlichen Klimaerwärmung ein weltweiter Meeresspiegelanstieg festzustellen war. Dadurch trat in den Flüssen des Tieflandes ein Rückstau ein, und der Grundwasserspiegel stieg kräftig an. Flache Hohlformen konnten sich so mit Wasser füllen und versumpften allmählich (MUUS & SCHÜTLER 1969: 135). Während die Moorbildung von solchen vernäßten Senken ausging, vollzog sich die eigentliche Hochmoorentwicklung mehr oder weniger unabhängig vom Grundwasser (vgl. SCHNEEKLOTH in BOIGK et al. 1960).

3.7.2.6 Niedermoor (,Hn)

Niedermoorflächen sind im Blattgebiet in grundwassernahen Bereichen zu finden. Sie treten vorwiegend in der Dinkeltalau auf und dürften dort auf die Vermoorung von verlandenden Flußschleifen oder Altwässern zurückgehen. Auch im Randbereich des Amtsvenns sind einige Moorrelikte erhalten und heute unter Naturschutz gestellt (z. B. Graeser Venn, Eper Venn). Darin sind offene Wasserflächen, aus denen sich erneut Niedermoores entwickeln. In den genannten Niedermoorflächen kommen meist schwarzgraue bis schwarzbraune, durch Eisenausfällungen teilweise auch rostbraun verfärbte Bruchwald-, Schilf- und Seggentorfe in Mächtigkeiten häufig um 1 m, maximal bis etwa 2,5 m vor. Sie können vereinzelt dünne Einschaltungen von humosem Fein- und Mittelsand, gelegentlich auch schluffigem Feinsand aufweisen und verzahnen lateral mit Auenablagerungen oder gehen in Anmoor über. Die Moorbildung dürfte vorwiegend im mittleren und jüngeren Holozän abgelaufen sein. Mehrere pollenanalytisch datierte Proben aus den Moorflächen im Randbereich des Amtsvenns zeigen übereinstimmend ein starkes Moorwachstum im Subatlantikum an. Hohe Anteile an *Sphagnum*-Sporen beweisen, daß dort zum Teil wohl Übergangsstadien zum Hochmoor vorliegen.

3.7.2.7 Anmoor (,Hm)

Unter dem Begriff Anmoor werden in der Kartendarstellung überwiegend geringmächtige, schwarzgraue, humose bis torfige Ablagerungen zusammengefaßt, die neben den stark zersetzten Pflanzenresten immer einen hohen Anteil an Fein- und Mittelsand, gelegentlich auch Schluff enthalten. Einige der bei BÖMER (1893) als „sandige Moore“ beschriebenen Niedermoorflächen gehören hierzu. Ihr Mindestgehalt an organischer Substanz beträgt 15 Gew.-% (Arbeitsgruppe Bodenkunde 1982). Anmoor bildet sich im Randbereich von Niedermoorflächen oder füllt flache, versumpfte, teilweise vom Wind ausgeblasene Senken mit sehr hoch anstehendem Grundwasser (ehemalige Grundwasserblänken) aus. Zum Niedermoor gibt es fließende Übergänge, die sich durch Einschaltung reinerer Torflagen bemerkbar machen. Die Mächtigkeit des Anmoors liegt häufig zwischen 1 und 3 dm und kann gelegentlich bis zu 0,8 m betragen. Diese erhöhte Mächtigkeit wird zum Beispiel in der großen Anmoorfläche nahe der nordöstlichen Blattgebietsecke erreicht. Dort wechseln stark humose, zum Teil torfige Feinsande mit humusarmen Feinsandlagen und zentimeterdünnen, reineren Torflagen ab. Bei dieser Fläche handelt es sich wohl um eine flache Senke, in der die Bildung eines echten Niedermoors immer wieder durch Einschwemmungen von Sand unterbrochen wurde. Eine pollenanalytische Datierung zeigt den Beginn der Torfbildung bereits im Präboreal an (Zone V nach OVERBECK 1950 bzw. Zone IV nach FIRBAS 1949, 1952; Untersuchung H.-W. REHAGEN, Krefeld). Die Hauptphase der Anmoorbildung dürfte aber ähnlich wie die Niedermoorbildung im jüngeren Holozän gelegen haben.

3.7.2.8 Raseneisenstein (,Er)

In Bereichen mit hoch anstehendem Grundwasser, insbesondere im Laster Venn und im Strönfeld, werden als oberflächennahe Einlagerungen in Auensanden und zum Teil im Talsand der Oberen Niederterrasse Konkretionen aus Raseneisenstein („Sumpferz“) angetroffen. Es sind ocker- bis rostbraune Eisenhydroxidknauern von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern Größe. Sie besitzen eine unregelmäßige, schlackenartige Gestalt. Sie treten lokal in dünnen Schichten mehr oder weniger vereinzelt auf oder sind zum Teil auch nestartig angereichert. Sie reichen selten tiefer als 0,5 m in den Boden hinein.

Raseneisenstein bildet sich in feuchten, grundwassernahen Talmulden. Eisen ist in humuskolloidreichen Wässern gelöst, wie sie zum Beispiel in der Nähe von Niedermoor- oder Anmoorflächen weit verbreitet sind. Bei geänderten pH-Bedingungen, Zufuhr von Sauerstoff oder Entzug von CO₂, etwa durch lebende Pflanzen, wird es oxidiert und als wasserunlösliches Eisenhydroxyd ausgefällt. Durch anschließende Entwässerung findet eine Anreicherung und Verfestigung des Eisenhydroxyds zur vorliegenden Knauerform statt (FIEGE 1950, H. WERNER 1951, HINZE et al. 1989).

Raseneisenstein ist in den feuchten Niederungen des Blattgebiets weit verbreitet. Es sind jedoch nur solche Flächen gekennzeichnet, auf denen er in auffälligen Anreicherungen gefunden wurde.

Künstlich verändertes Gelände

Die heutige Geländeoberfläche ist durch Einwirkungen des Menschen in starkem Maße verändert worden. Unter seinem Einfluß hat sich die ehemalige Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft verwandelt und dabei auch ihre morphologische Gestalt zum Teil nicht unerheblich gewandelt. Als künstliche Veränderungen werden in der geologischen Karte jedoch nur künstliche Aufschüttungen von größerem Ausmaß dargestellt. Einige andere anthropogene Veränderungen wie etwa künstliche Böschungen, Straßendämme und ähnliches ergeben sich aus dem topographischen Kartenbild. Darüber hinaus sind aber durch menschliche Einflüsse viele Veränderungen eingetreten, die nicht unmittelbar in der Karte zu erkennen, aber dennoch für das heutige Erscheinungsbild der Landschaft von großer Bedeutung sind. Die Auswirkungen mittelalterlicher Rodungen und Plaggenwirtschaft und die dadurch ausgelöste Erosion und Sedimentumlagerung wurden bereits in den Kapiteln 3.7.1.4.5 und 3.7.2 behandelt. Auf die Veränderungen der ehemaligen Mooregebiete wurde ebenfalls schon hingewiesen.

Weitere Beispiele für künstliche Veränderungen sind Verkehrswege- und Siedlungsbau, Flurbereinigungen und Gewässerregulierungen. Der Verkehrswege- und Siedlungsbau ist mit größeren Erdbewegungen verbunden, die zum Teil Auswirkungen auf das Relief haben. Damit stehen auch Abgrabungen für Schüttmaterial sowie die Gewinnung von Lockergesteinen als Rohstoff zur Ziegel-, Kalksandstein- und Betonsteinherstellung in mehr oder weniger direktem Zusammenhang. Nicht unerheblich sind die Veränderungen, die durch Flurbereinigungen und Gewässerregulierungen verursacht wurden. Teilweise sind ganze Bachläufe zugeschüttet und durch kanalartige Gräben entlang der Ackergrößen ersetzt worden. Ehemals zur Anmoorbildung neigende Feuchtgebiete sind durch Drainagen entwässert und als solche heute kaum noch erkennbar. Die Dinkel ist im gesamten Blattgebiet reguliert, ihr Verlauf wurde begradigt, so daß von den ursprünglichen Mäandern nichts mehr existiert. Ähnlich ist es bei der Ahauser Aa; hier sind jedoch noch einige alte Flußschleifen als Altwässer erhalten.

3.7.2.9 Künstliche Aufschüttung („y)

Künstlich entstanden sind Ablagerungen von Abraum, Erdaushub, Bauschutt oder Müll, die entweder in künstliche oder natürliche Hohlformen eingebracht oder der Geländeoberfläche aufgesetzt wurden. Hierzu gehören im Blattgebiet die Auffüllungen aufgelassener Sandgruben, Aufschüttungen – insbesondere in den Talauen – zur Schaffung geeigneter Flächen für die Ansiedlung von Gewerbebetrieben oder für eine Wohnbebauung, die Aufschüttung von Dämmen für Verkehrsanlagen (Eisenbahn, Autobahn, übrige Straßen) und den Wasserbau (Flußregulierung, Hochwasserschutz) sowie die Anlage von Abfalldeponien.

4 Gebirgsbau

Tektonische Strukturen des paläozoischen und mesozoischen Untergrundes sind im Blattgebiet zu einem großen Teil von Quartär-Ablagerungen verdeckt und daher nur indirekt durch Bohrungen oder geophysikalische Untersuchungen zu ermitteln. Der Kennt-

nisstand über den Gebirgsbau richtet sich deswegen nach Art und Umfang der durchgeführten Tiefenuntersuchungen. Diese sind im Blattgebiet sehr ungleichmäßig verteilt. Während besonders aus dem Nordwesten und Norden zahlreiche Flach- und Tiefbohr-aufschlüsse sowie geophysikalische Messungen vorliegen, ist der Südosten in der Tiefe bisher nur sehr spärlich erkundet. Einen Überblick über den Gebirgsbau und die geologischen Strukturen an der Festgesteinsoberfläche gibt Abbildung 9. Die Strukturen des tieferen Untergrundes zeigen Abbildung 3 (in Kap. 3.1) sowie die Schnitte A – B und C – D (Taf. 1 in der Anl.).

4.1 Tektonische Baueinheiten und ihre strukturelle Entwicklung

Im Blattgebiet treffen verschiedene geologische oder tektonische Baueinheiten zusammen. Den tieferen Untergrund unterhalb von etwa 1400 – 2300 m Tiefe (Abb. 3) bilden paläozoische Gesteine, die während der variscischen Gebirgsbildung gefaltet wurden. An der Oberfläche dieses variscisch gefalteten Untergrundes treten Schichten des Oberkarbons (Westfal B und C) auf. Diese sind in unmittelbarer Nachbarschaft zum Blattgebiet mehrfach durch Tiefbohrungen aufgeschlossen worden (vgl. Abb. 3). Die Tiefenlage des variscisch gefalteten Untergrundes ist durch seismische Untersuchungen im großen und ganzen bekannt.

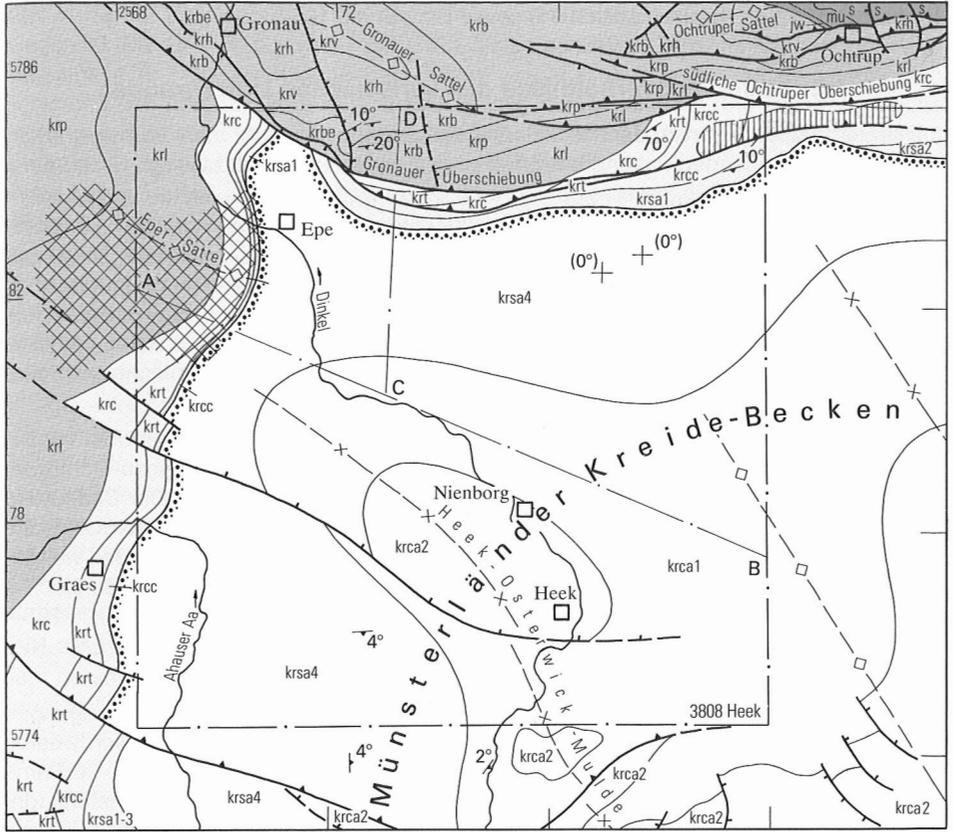
Während des jüngeren Paläozoikums (Perms) und des Mesozoikums bis einschließlich der Unterkreide bildete der variscisch gefaltete Untergrund im Bereich des Münsterlandes einen stabilen Sockel, die sogenannte Rheinische Masse. Der überwiegende Anteil des Blattgebiets liegt in ihrem Bereich. Daran schließt im Norden, gerade noch das Blattgebiet berührend, das Norddeutsche Becken an, aus dem sich im Jura das Niedersächsische Becken entwickelte. Eine aus dem Emsland nach Südwesten gerichtete Fortsetzung, die Ems-Niederrhein-Senke, beeinflusste das Blattgebiet im Perm und in der Trias in seinem nordwestlichen Randbereich. Sie lebte in der Unterkreide als Alstätter Bucht zeitweise nochmals auf. Diese paläogeographische Konstellation – Absenkung im Norden und Nordwesten, eine stabile Plattform im Süden und Südosten – bestimmte bis zum Beginn der Oberkreide den strukturellen Bau.

Im Verlauf der Oberkreide änderte sich die tektonische Situation grundlegend. Das ehemalige Senkungsgebiet im Norden hob sich als Folge von Inversionsbewegungen (BETZ et al. 1987) und wurde zum Teil auf das südliche Vorland aufgeschoben. Es entstand das Niedersächsische Tektogen mit seiner westlichen Fortsetzung, dem Emsland-Tektogen, während sich gleichzeitig auf der bis dahin stabilen Rheinischen Masse das Münsterländer Kreide-Becken als syndimentärer oder subsequenter Randtrog eintiefte (VOIGT 1963, BOIGK 1968). Hieraus resultieren die tektonischen Strukturen, die heute an der Festgesteinsoberfläche zu beobachten sind. So gehört ein großer Teil des Blattgebiets zum nordwestlichen Randbereich des Münsterländer Kreide-Beckens und weist eine insgesamt flach nach Südosten einfallende Schichtenfolge mit leicht welliger Lagerung auf. Im Norden markiert dagegen eine Überschiebungszone in Verbindung mit den Sattelstrukturen von Gronau und Ochtrup den Rand des Niedersächsischen beziehungsweise Emsland-Tektogens (Abb. 9).

Eine besondere Stellung hat der Eper Sattel. Im Untergrund unterhalb von etwa 1000 m Tiefe verbirgt sich dort eine kissenartige Salzanreicherung (Salzstruktur Epe),

die sich durch halokinetische Bewegungen bis in die Kreide-Schichtenfolge hinein auswirkt.

Die Tektogenese im Westteil des Niedersächsischen Beckens wurde im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration im Emsland und am Nordrand der Rheinischen Masse



- | | | |
|---|---|--|
| jüngere Oberkreide (Obersanton bis Campanian) | Sattellinie | Diskordanz an der Basis des Obersantons |
| ältere und mittlere Oberkreide (Cenoman bis Mittelsanton) | Muldenlinie | Verbreitung der Eozän-Ablagerungen |
| Unterkreide | Streichen und Einfallen der Schichten (Einfallswinkel in °) | Bereich mit erhöhter Salz-mächtigkeit im Untergrund (Salzstruktur Epe) |
| Trias und Jura | söhlige Schichtenlagerung | Schnittlinie (Schnitte s. Taf. 1 in der Anl.) |
| | Abschiebung, z.T. vermutet | |
| | Auf-/Überschiebung, z.T. vermutet | |

Kurzbezeichnungen der Schichteneinheiten s. Taf. 1 in der Anl.

Abb. 9 Tektonischer Bau an der Oberfläche der Festgesteine (quartäre Schichten abgedeckt)

ausführlich untersucht. Entsprechend umfangreich ist die Literatur (Zusammenstellung u. a. bei BOIGK et al. 1960). Wichtige zusammenfassende Betrachtungen über den tektonischen und strukturellen Bau im Grenzbereich zwischen der Rheinischen Masse und dem Niedersächsischen Tektogen sowie über den zugrunde liegenden Bewegungsmechanismus stammen unter anderem von LÖGTERS (1951), WOLBURG (1953), BOIGK (1955, 1968), STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) sowie BETZ et al. (1987).

4.2 Lagerungsverhältnisse des variscischen Untergrundes

Das Blattgebiet gehört zu dem Teil des Subvariscikums, der nicht mehr von einer intensiven, stark einengenden Faltung betroffen ist (subvariscische Molasse, vgl. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971). Es lassen sich nur noch einige weitgespannte Sattel- und Muldenstrukturen erkennen, deren Achsen etwa Westsüdwest – Ostnordost verlaufen. Die nördlichste, sicher erkennbare Sattelstruktur ist im Bereich der Gronau-Ochtruper Störungszone im Norden des Blattgebiets anzunehmen. Nach JUCH & THIERMANN (in HILDEN et al. 1993) treten abweichend von der Darstellung bei M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1984) im Kern dieser Sattelstruktur Schichten des Westfals B auf, während im Blattgebiet sonst nur Gesteine des Westfals C an der Karbon-Oberfläche verbreitet sind (Abb. 3).

Im Norden ist der variscische Untergrund von zahlreichen Nordwest – Südost verlaufenden Störungen in einzelne Schollen zerlegt. Diese stehen mit der Gronau-Ochtruper Störungszone in Zusammenhang, die vor allem im Mesozoikum von großer Bedeutung war. Diese Störungszone ist wohl eine alte Grenzlinie, durch die das Norddeutsche Becken mit der Emssenne nach Süden begrenzt wird. Auch die Verbreitung des weitgehend ungefalteten Westfals D und Stefans wird hierdurch nach Süden begrenzt (JUCH & THIERMANN in HILDEN et al. 1993, vgl. M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984, DROZDZEWSKI 1988). Erst im Perm weitete sich die Emssenne nach Süden zur Ems-Niederrhein-Senke aus.

Die Oberfläche des variscischen Untergrundes ist durch postvariscische Bewegungen während des Mesozoikums und Tertiärs geprägt worden. Sie taucht von Nordwesten (Tiefe um –1400 m NN) nach Südosten (Tiefe um –1700 m NN) leicht ab (Abb. 3). Damit deutet sich ein allmähliches Einsinken in Richtung auf das Zentrum des Münsterländer Kreide-Beckens an. Im Norden, im Bereich der Gronau-Ochtruper Störungszone, fällt sie hingegen sehr stark ab – zum Teil bis unter –2300 m NN. Dort macht sich der Rand des Niedersächsischen Tektogens bemerkbar.

4.3 Präoberkretazische tektonische Strukturen

Tektonische Strukturen im präoberkretazischen Teil des Deckgebirges hängen eng mit der Eintiefung der Ems-Niederrhein-Senke und später, ab dem Jura, mit der Bildung des Niedersächsischen Beckens zusammen. Diesen liegen im wesentlichen epirogenetische Bewegungen zugrunde, die mit Zerrungsbrüchen einhergehen. Präoberkretazische Strukturen sind daher auf den Nordwesten (Salzstruktur Epe) und Norden (Gronau-Ochtruper Störungszone) des Blattgebiets beschränkt. Sie sind durch die spätere, oberkretazische und alttertiäre Inversionstektonik überprägt und nicht unmittelbar an der Geländeoberfläche zu beobachten.

Zum präoberkretazischen Teil des Deckgebirges gehört die Salzstruktur Epe (Eper Sattel). Ihr östlicher Teil liegt im Blattgebiet. In ihr ist bis über 400 m mächtiges Steinsalz des Werra-Zyklus angereichert (s. Kap. 3.2.1.1). Die Salzstruktur hat einen unregelmäßigen, in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung leicht ausgelängten Umriß (Abb. 9). Die größten Salzmächtigkeiten sind dabei an eine etwa West – Ost verlaufende Zone gebunden, in der für die Dachfläche des Salzkörpers eine sattelförmige Aufwölbung nachgewiesen ist (MEYER in HILDEN et al. 1993: 57). Daran schließen Bereiche mit geringer Salzmächtigkeit an. Die Dachfläche des Salzes und die über dem Zechstein lagernden Schichten der Trias und Kreide sind sattelförmig herausgehoben und durch zahlreiche Störungen in einzelne, zum Teil engräumige Schollen zerlegt, die auch Auswirkungen auf die Salzmächtigkeit haben (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt A – B).

Hebungen im Bereich der Salzstruktur Epe und damit verbundene Zerrungsbrüche lassen sich für den Mittleren Buntsandstein nachweisen. So schwankt die Mächtigkeit der Hardeggen-Folge sehr stark (vgl. Kap. 3.3.1.2). Wahrscheinlich ist sie teilweise vor der Ablagerung der Solling-Folge bereits wieder abgetragen worden. Eine Diskordanz ist an der Basis der Solling-Folge im Norddeutschen Becken allgemein bekannt und wird nach TRUSHEIM (1961) als H-Diskordanz bezeichnet. Eine weitere, zeitlich nicht genau festzulegende, möglicherweise auch mehrphasig abgelaufene Aufwölbung der Salzstruktur erfolgte in dem Zeitraum nach der Ablagerung des Mittleren Buntsandsteins und vor der Transgression der Unterkreide im Hauterive. Dies beweisen die Schichten der Solling-Folge, die im Zentrum der Salzstruktur – dort, wo die größten Salzmächtigkeiten nachgewiesen sind – vollständig erodiert oder nur in geringen Resten überliefert sind, während sie weiter zu den Rändern hin vollständiger erhalten sind. Salzbewegungen lassen sich aber auch noch während der Oberkreide nachweisen (s. Kap. 4.4 und 4.5). Damit wird zusätzlich ein genetischer Zusammenhang zwischen der Salzstruktur Epe und der Inversionstektonik des Niedersächsischen Tektogens wahrscheinlich.

Aus dem zum Niedersächsischen Becken gehörenden Nordteil des Blattgebiets und dem daran anschließenden Blattbereich 3708 Gronau (THIERMANN 1968) sind Diskordanzen und Schichtlücken in der Trias- bis Unterkreide-Schichtenfolge bekannt. Sie stehen in Zusammenhang mit der Eintiefung des Beckens, die verstärkt vor allem ab dem Jura erfolgte. Das Becken wird durch herzynisch streichende Brüche und Flexuren begrenzt, die wahrscheinlich alten Lineamenten folgen (BOIGK 1968). Die Gronau-Ochtruper Störungszone, die sich bereits im Karbon andeutete (s. Kap. 4.2), ist Teil der südlichen Begrenzung des Niedersächsischen Beckens. Es bildete sich dort am Rand der Rheinischen Masse ein Abbruchsystem mit beckenwärts gerichteten Brüchen und Sprünghöhen, die zum Teil bis 500 m erreichen (WOLBURG 1953). Dieses Abbruchsystem hat die späteren Bewegungsbahnen der Inversionstektonik während der Oberkreide bereits vorgezeichnet.

Mit der Eintiefung erfolgte gleichzeitig eine Gliederung des Beckens in zahlreiche Spezialschwellen und -senken. Diese sind häufig Nordwest – Südost gerichtet. Eine solche Senke ist die Gronauer Senke. Sie ist durch die Bohrungen Elly 1 und Elly 2 (s. Kap. 10: Brg. 1 und 2) auch im Blattgebiet belegt (BISCHOFF & WOLBURG 1963) und macht sich durch eine besonders hohe Mächtigkeit des oberen Malms in der Bohrung Elly 2 bemerkbar (s. Kap. 3.4.3). Dabei handelt es sich um eine dem Verlauf des Beckenrandes folgende Senke (Halbgraben), die im Südwesten von einer Störung begrenzt ist (LÖGTERS 1951).

4.4 Oberkretazische und tertiäre tektonische Strukturen

Die im Blattgebiet an der Geländeoberfläche oder unter quartärer Überdeckung zu beobachtenden tektonischen Strukturen gehen auf Bewegungen während der Oberkreide und des Tertiärs zurück. Alle Strukturen stehen in Zusammenhang mit der Inversion des Niedersächsischen Beckens und seiner Heraushebung im Niedersächsischen beziehungsweise Emsland-Tektogen und der gleichzeitig damit einhergehenden syn-sedimentären Eintiefung des Münsterländer Kreide-Beckens (subsequenter Randtrog). Die Strukturen sind letztendlich das Ergebnis einer kompressiven Beanspruchung, die als Folge der Kollision von afrikanischer und europäischer Platte in der Frühphase der alpidischen Orogenese weit nach Norden übertragen wurde (ZIEGLER 1987, BETZ et al. 1987, DROZDZEWSKI 1988). Diese Beanspruchung hat an den konvergierenden Schollengrenzen, zum Beispiel zwischen der Rheinischen Masse und dem Niedersächsischen Tektogen, horizontale Seitenverschiebungen ausgelöst, die sich durch starke Heraushebung einzelner Schollen teilweise an steilen Brüchen, teilweise aber auch mit flachen Überschiebungsbahnen (flower structures) auswirken (DROZDZEWSKI 1988).

Der Gronauer Sattel, eine Nordwest – Südost (herzynisch) streichende, nach Osten allmählich abtauchende und auf ihr südliches Vorland aufgeschobene Aufwölbung, berührt mit seiner Südflanke das Blattgebiet (Abb. 9). Einige Nordnordwest – Südsüdost (eggisch) streichende Störungen zerlegen die Struktur in einzelne Teilschollen. Im Gronauer Sattel ist eine weitgehend vollständige mesozoische Schichtenfolge bekannt, während sie südlich davon nur sehr lückenhaft ist (vgl. WOLBURG 1953, THIERMANN 1968). In der Sattelachse treten Schichten der tieferen Unterkreide zutage. Im Blattgebiet gehören die mit 10 – 20° nach Süden einfallenden Hauterive- und Barrême-Schichten im Bereich des Eper Berges sowie die allmählich nach Norden umbiegenden Apt- bis Turon-Schichten im Bereich des Fürstenbuschs zur Südflanke des Ochtruper Sattels.

Bedeutendstes Element dieser Struktur ist im Blattgebiet aber die Überschiebungszone, die den Gronauer Sattel nach Süden begrenzt (Gronauer Überschiebung). Es ist eine aus der Tiefe zunächst steil aufsteigende, dann aber immer flacher werdende, nach Norden einfallende Störungsbahn, die sich zum Teil nach oben in mehrere Äste aufspaltet. An dieser Störung sind Jura- bis Unterkreide- auf Alb- bis Santon-Schichten aufgeschoben. Im gesamten Nordteil des Blattgebiets ist die Gronauer Überschiebung nachzuweisen. Nördlich von Epe tritt sie aus Nordwesten kommend in das Blattgebiet ein und verläuft in leicht geschwungenem Bogen durch die Ammerter Mark in die nordöstliche Blattgebietsecke. Ihre Bedeutung nimmt dort ab, an ihre Stelle tritt die Überschiebung südlich des Ochtruper Sattels. Der vertikale Überschiebungsbetrag erreicht dabei im Westen mindestens 500 m (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt C – D) und wird nach Osten allmählich geringer.

Der Ochtruper Sattel ist eine West – Ost verlaufende, nach Süden aufgeschobene Sattelstruktur, in deren Kern Buntsandstein zutage tritt. Ähnlich wie beim Gronauer Sattel ist auch dort eine mehr oder weniger vollständige mesozoische Schichtenfolge ausgebildet – südlich davon ist sie sehr lückenhaft. Der Ochtruper Sattel wurde von WOLBURG (1953) und THIERMANN (1968) ausführlich beschrieben. Er liegt im wesentlichen außerhalb des Blattgebiets. Lediglich in der Horner Mark und direkt außerhalb der nordöstlichen Blattgebietsecke verlaufende Verwerfungen seines südlichen Randstörungs-

systems beeinflussen den Blattbereich (südliche Ochtruper Überschiebung, Abb. 9). Wie beim Gronauer Sattel handelt es sich auch hier um eine zum Teil mehrfach aufgesplitterte Auf- bis Überschiebungsbahn mit nördlichem Einfallen und einem vertikalen Versatz von insgesamt bis zu 150–200 m. Am östlichen Ende des Gronauer Sattels (in der Horner Mark) ist der Ochtruper Sattel sogar auf die Nordflanke des Gronauer Sattels aufgeschoben, so daß diese dort nicht mehr zutage tritt.

Das Eozän-Vorkommen in der nordöstlichen Blattgebietsecke wird im Süden von der Gronauer und im Norden von der südlichen Ochtruper Überschiebung begrenzt. Die dort niedergebrachte kartierbegleitende Rammkernbohrung 10230 (R 79 780, H 85 180; TK 25: 3809 Metelen) zeigte ein Schichteneinfallen bis zu 45°. Da die Eozän-Ablagerungen nach Norden, kurz vor der südlichen Ochtruper Überschiebung, ausdünnen, ist zu vermuten, daß sie nach Süden, gegen die Gronauer Überschiebung, einfallen. Dies bedeutet, daß dort im Tertiär geringe abschiebende Bewegungen stattgefunden haben. Ähnliche Bewegungen sind auch außerhalb des Blattgebiets in der nordwestlichen Fortsetzung der Gronauer Überschiebung auf niederländischem Gebiet bekannt. Dort wurden sogar noch marine Miozän-Sedimente und Pliozän-Ablagerungen versetzt (VAN DEN BERG & DEN OTTER 1993).

Die geschilderte starke Einengungstektonik im Grenzbereich zwischen den Strukturen von Gronau und Ochtrup wird auch durch ein kleintektonisches Störungsmuster dokumentiert. So konnten an Aufschlüssen in der Horner Mark vorwiegend steile, spitzwinklig zueinander stehende Kluft- und Störungsflächen mit Hauptstreichrichtungen um 40–50° und 120–125° – teilweise mit dünnen Calcitbelägen und horizontalen Harnischstriemen – festgestellt werden. Vereinzelt waren horizontale Schichtenversätze in der Größenordnung von 1–3 m in Ost-West-Richtung zu beobachten.

Die kretazischen Schichten in dem zum Münsterländer Kreide-Becken gehörenden Teil des Blattgebiets sind generell flach gelagert, mit schwachem, nach Südosten zum Beckenzentrum hin gerichtetem Einfallen. Diese flache Lagerung wird überprägt von einer schwachen Wellung mit Nordwest – Südost verlaufenden Achsen – ganz flachen, weitspannigen Sattel- und Muldenstrukturen, die aus dem Gebiet der Baumberge nach Nordwesten verlaufen. Das Vorkommen von Oberem Untercampan im Raum Heek steht mit dem weit nach Norden vorstoßenden tieferen Teil des Obercampans zwischen Dinkel- und Vechtetal nördlich von Osterwick (TK 25: 3909 Horstmar) in Verbindung. Diese Achse wird hier als Heek-Osterwick-Mulde bezeichnet. Nach Osten schließt sich ein ebenfalls flacher Sattel an, der aus dem Vechtetal (TK 25: 3909 Horstmar) in das Strörfeld hineinläuft (Vechtetal-Sattel, s. Abb. 9).

Im Südteil des Blattgebiets ist in den Schichten der Oberkreide eine Westnordwest – Ostsüdost verlaufende, bogenförmig geschwungene Störung vorhanden. Sie folgt mit mehreren Kilometern Abstand etwa parallel zur Gronauer Überschiebung. Weiter nach Westen setzt sie sich auf niederländischem Gebiet vermutlich in der Amtsvenn-Störung fort (HARSVELDT 1977). Am westlichen Blattgebietsrand ist sie durch den Versatz der tieferen Oberkreide-Schichten gut belegt. Auch südlich und südwestlich von Heek geben mikropaläontologisch eingestufte Bohrungen und geoelektrische Daten (Bearbeiter W. BOGDANSKI, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) weitere Hinweise auf den Verlauf dieser Störung. Östlich von Heek verliert sich ihre Spur. Ungeklärt ist jedoch ihr Bewegungssinn. An der heutigen Festgesteinsoberfläche stellt sie sich als nordfallende Abschiebung dar.

Möglicherweise verbirgt sich dort aber auch eine Aufschiebung – eventuell mit seitlicher Versatzkomponente, die ähnlich wie die Gronauer Überschiebung im Nordosten des Blattgebiets im Tertiär eine rückwärts gerichtete, abschiebende Bewegung erfahren hat.

Hinweise auf oberkretazische Bewegungen an den Sätteln von Ochtrup, Gronau und Epe (Salzstruktur Epe) geben Schichtlücken, Diskordanzen und Sonderfaziesbereiche in der Oberkreide-Schichtenfolge (vgl. Kap. 3.5.2.1 bis 3.5.2.4.3 sowie Taf. 1 in der Anl.: Schnitte A–B und C–D). Südlich von Ochtrup (Weinerbauerschaft) lagern Sedimente aus flachstem Wasser (Kalkarenitfazies) des Obersantons unmittelbar auf Tonmergelsteinen des Untersantons. Mittelsanton-Ablagerungen fehlen (Kap. 3.5.2.4.1 bis 3.5.2.4.3). Im Randbereich der Salzstruktur Epe (Eper Sattel) nimmt die Schichtlücke sogar noch größere Ausmaße an. Dort lagert das Obersanton in Sandmergelsteinfazies zum Teil auf geringmächtigem Coniac, zum Teil wahrscheinlich auch auf Cenoman (vgl. Kap. 3.5.2.2). Die Ursache hierfür sind vermutlich halokinetisch bedingte Hebungen am Eper Sattel.

Über das Kluftmuster in den Gesteinen der Oberkreide liegen aus dem Blattgebiet mangels geeigneter Aufschlüsse keine Kenntnisse vor. ARNOLD (1964 b) stellte in den südlich anschließenden Blattgebieten einen Zusammenhang zwischen der Hauptkluftrichtung und dem Streichen der Schichten fest. Eine oder mehrere Nebenklüfte stehen annähernd senkrecht dazu oder bilden ein spitzwinkliges Scherkluftpaar. Eigene Beobachtungen in Aufschlüssen im Blattgebiet 3908 Ahaus zeigen, daß die Klüfte überwiegend steil stehen, insgesamt jedoch sehr unregelmäßig ausgebildet sind, oftmals wellig verlaufen und meist nur über kurze Distanzen verfolgbar sind. Lediglich einige wenige Hauptklüfte halten länger durch.

4.5 Alter und Ablauf der Gebirgsbewegungen

Die Faltung, die den paläozoischen Sockel des Blattgebiets erfaßt hat, gehört zur Spätphase der variscischen Orogenese. Sie ist vermutlich im Verlauf der asturischen Phase an der Wende Westfal/Stefan erfolgt.

In postvariscischer Zeit begann die epirogenetische Einsenkung der Ems-Niederrhein-Senke. Sie hielt bis zur Trias an und klang erst im Keuper aus (ROSENFELD 1978). Eine auch im Blattgebiet nachweisbare Bewegungsphase liegt im Mittleren Buntsandstein zwischen der Hardeggen- und der Solling-Folge (H-Diskordanz im Sinne von TRUSHEIM 1961). Weitere Bewegungen erfolgten im Oberen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper (WOLBURG 1969). Nach einer letzten Bewegungsphase im Oberen Keuper (altkimmerische Phase) transgredierte das Meer erneut im höchsten Keuper (Rhät). Diese epirogenetischen Bewegungen sind im Blattgebiet bisher nicht unmittelbar nachgewiesen; sie lassen sich aber analog zu den Verhältnissen in den nördlichen Anschlußblattgebieten (THIERMANN 1968) sowie nach den Untersuchungen von WOLBURG (1969) vermuten.

Im Jura und in der tieferen Unterkreide erfolgten weitere Bewegungen im Verlauf der mittel- und jungkimmerischen Phasen. Es waren überwiegend Zerrungsbewegungen, die zu einer starken Eintiefung des Niedersächsischen Beckens und zu einer bruchtektonischen Gliederung in einzelne Teilschollen führten. Erste kräftige Bewegungen waren zu Beginn des Doggers bekannt (mittelkimmerische Phasen) und bewirkten eine Gliederung des Ablagerungsraums in Schwellen- und Beckenbereiche (THIERMANN in HILDEN et al. 1993: 14). Zu Beginn des Malms führten starke Hebungen in den östlichen Niederlanden

(T HART 1969) zu einer ostwärtigen Kippung der emsländischen Tafel und damit verbunden zu starker Erosion. Die Bildung von Schwellen und Senken dauerte auch noch synsedimentär im oberen Malm (Tithon) an. So konnten BISCHOFF & WOLBURG (1963) aufgrund der Ergebnisse der Tiefbohrungen Ely 1 und Ely 2 (s. Kap. 10: Brg. 1 und 2) die synsedimentäre Eintiefung der Gronauer Senke im Blattgebiet nachweisen. In der Unterkreide ist am Ochtruper Sattel eine Diskordanz zwischen dem Valangin und Hauterive bekannt (WOLBURG 1953, THIERMANN 1968). Diese sowie einige weitere transgressive Ereignisse (WOLBURG 1953) lassen sich mit weiteren Bewegungsphasen der jungkimmerischen Epoche in Verbindung bringen. Wahrscheinlich mit der Hils-Phase (Hauterive) schlossen diese Bewegungen ab.

In der Oberkreide und im Alttertiär folgte ein Zeitabschnitt mit einengenden Bewegungen (subherzynie und laramische Phasen). Die Inversion des Niedersächsischen Beckens begann. Erste Hebungen lassen sich im Raum Wettringen durch Schichtlücken, Diskordanzen und Rutschungen in den Schichten des höchsten Cenomans, Unter- und tiefen Mittelurons nachweisen (HILBRECHT 1988). Auch die Ablagerung von Flachwassercarbonaten im Turon von Graes, Wessum und Wüllen, einem tektonisch instabilen Gebiet am Nordwestrand des Münsterländer Kreide-Beckens (ERNST & WOOD 1992, HISS in HILDEN et al. 1993: 36), ist damit in Zusammenhang zu bringen (vgl. Kap. 3.5.2.2). Das Ausdünnen der Turon-Schichten im Randbereich der Salzstruktur Epe, das lückenhaft überlieferte Coniac (verursacht durch Bewegungen der Ilseder Phase, vgl. ERNST & KÜCHLER & WOOD 1992) und fehlendes Unter- und Mittelsanton geben weitere Hinweise auf die zeitliche Einordnung der Bewegungen. Die stärkste Aufwölbung der Sattelstrukturen von Gronau und Ochtrup erfolgte wohl während der Wernigeröder Phase im Mittelsanton. Der Ochtruper Sattel wurde dabei so stark gehoben, daß auch sein Kern aus Schichten des älteren Mesozoikums erodiert wurde. Im Obersanton transgredierte das Meer über diese Aufwölbung, die zugehörigen Ablagerungen zeigen eine ausgesprochene Flachwasserfazies. Über den weiteren Bewegungsablauf während der jüngeren subherzynen Phasen und der laramischen Phase an der Wende Kreide/Tertiär liegen keine unmittelbaren Beobachtungen vor – analog zu anderen Gebieten kann aber auch für das Blattgebiet eine Fortsetzung der Hebungen bis in die laramische Phase angenommen werden (LÖGTERS 1951, BOIGK et al 1960, STADLER & R. TEICHMÜLLER 1971, BOIGK 1968). Nach BETZ et al. (1987: 167) datiert die jüngste Inversionsbewegung in das frühe Oligozän.

Nach dem Eozän haben an den Überschiebungsbahnen teilweise wohl noch abschließende Gegenbewegungen stattgefunden. Dies ist zumindest für die Gronauer Überschiebung durch das Vorhandensein und die Lagerungsverhältnisse der Eozän-Sedimente im Süden von Ochtrup nachzuweisen. Über das genaue Alter dieser Bewegungen läßt sich nur spekulieren. Im weiteren Verlauf der Gronauer Überschiebung nach Westen sind auf niederländischem Gebiet auch noch Miozän- und Pliozän-Ablagerungen versetzt worden (vgl. Blatt C 3906 Gronau (Westf.) (1993) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000). BOIGK et al. (1960: 263) beschreiben aus dem emsländischen Tertiär drei Bewegungsphasen, die sich vor dem Mitteloligozän – zwischen Mitteloligozän und Mittelmiozän und im Obermiozän – ereignet haben. Ähnliche tektonische Bewegungen mit rückläufigen Kippungen sind auch aus dem südwestlichen Münsterland bekannt und haben dort ein postoligozänes, möglicherweise untermiozänes Alter (DROZDZEWSKI 1987, WOLF 1988, WREDE 1990). Teilweise dauerten diese auch noch im Altquartär an (WREDE & JANSEN 1993).

5 Erd- und Landschaftsgeschichte

Die erdgeschichtliche Entwicklung läßt sich im Blattgebiet seit dem Oberkarbon nachvollziehen. In dieser Zeit lag das Blattgebiet im Bereich der subvariscischen Vorlandmolasse (HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971). In einem weiten, gleichmäßig absinkenden Becken entstanden in einem limnisch-fluviatilen Milieu mit nur gelegentlichen marinen Ingressionen Ton-, Schluff- und Sandsteine mit zwischengeschalteten Kohlenflözen. Gegen Ende des Karbons wurden die bis dahin abgelagerten Sedimente in die variscische Gebirgsbildung einbezogen und gefaltet. Unmittelbar anschließend begannen ihre Abtragung und Einebnung. Der variscisch gefaltete Untergrund bildete von nun an eine stabile Plattform – die Rheinische Masse –, die in den nachfolgenden Zeitepochen bis zum Beginn der Oberkreide immer nur mehr oder weniger randlich in das Ablagerungsgeschehen einbezogen wurde (vgl. ROSENFELD 1978).

Nach Abschluß der variscischen Gebirgsbildung entwickelte sich nördlich der Rheinischen Masse das Norddeutsche Becken und daraus seit dem Jura das Niedersächsische Becken. Es ist ein Senkungsraum, der während des Perms, der Trias, des Juras und der Unterkreide mächtige Sedimentfolgen aufnahm (vgl. ZIEGLER 1982). Auch in einer südwestlichen Beckenfortsetzung in Richtung Niederrhein, der Ems-Niederrhein-Senke, wurden mächtige Sedimente abgelagert. Das Blattgebiet gehört vornehmlich zum Bereich der Rheinischen Masse und nur im Norden und Nordwesten zu den Senkungsgebieten. Aus diesen Senkungsgebieten griff die Sedimentation zeitweise auch auf den Rest des Blattgebiets über, der sonst außerhalb des Ablagerungsraums lag.

Im Perm begann die Entwicklung der Ems-Niederrhein-Senke, deren Achse westlich des Blattgebiets im deutsch-niederländischen Grenzgebiet liegt. Aus dieser Senkungszone sind Sedimente des Oberrotliegend – überwiegend grober Abtragungsschutt des Variscischen Gebirges – bekannt und wenige Kilometer nördlich des Blattgebiets nachgewiesen. Im Blattgebiet fehlten solche Ablagerungen jedoch wahrscheinlich von vornherein. Erst im Zechstein dehnte sich der Sedimentationsraum weiter nach Süden aus. Gleichzeitig drang das Meer vor, und es entstand eine Verbindung zum Niederrheinischen Zechstein-Becken. Unter ariden Klimabedingungen und durch den Abschluß des Meeresbeckens kam es schon bald zu Evaporationsvorgängen, die sich in mehreren Zyklen wiederholten. Es entstanden zum Teil mächtige Salinarablagerungen, von denen das Steinsalz des ersten (Werra-)Zyklus im Blattgebiet große Bedeutung hat.

Zu Beginn der Trias, im Unteren Buntsandstein, hielt zunächst noch die marin-lagunäre Sedimentation von Tonen weiter an, ohne daß es zu Salzablagerungen kam. Später (im Mittleren Buntsandstein) zog sich das Meer zurück, und es herrschten kontinental-fluviatile Ablagerungen vor. Häufig rotgefärbte Ton- und Sandsteine dieser Zeit sind vor allem im Nordwesten des Blattgebiets in großer Mächtigkeit vorhanden, während sie nach Südosten, in Richtung auf den damaligen Rand des Ablagerungsraums, allmählich dünner werden. Im Oberen Buntsandstein kam es erneut zur Bildung salinärer Sedimente, die allerdings nur bis an den Nordrand des Blattgebiets heranreichen.

In den nun folgenden Zeitepochen bis in die Unterkreide wiederholte sich der Wechsel zwischen der Ablagerung von marinen, festländischen (zum Teil limnisch-brackischen) und salinaren Sedimenten in mehreren Zyklen. Er wurde durch mehrere Trans- und Regressionen sowie phasenweise durch eine verstärkte, mit bruchtektonischen Vorgän-

gen verbundene Absenkung des nördlich vorgelagerten Beckens gesteuert. Das Blattgebiet liegt immer im Randbereich der Sedimentation, die mehr oder weniger weit nach Süden übergreift. Sedimente des Muschelkalks, Keupers und Juras sind allerdings nicht mehr vorhanden, da sie bereits wieder erodiert sind.

Im Muschelkalk breitete sich das Meer stärker aus. In einem weiten Flachmeergebiet wurden gleichförmige chemische Sedimente (Carbonate, teilweise auch Sulfate) abgelagert. Im Keuper verlandete die Ems-Niederrhein-Senke, und das Blattgebiet lag weitgehend außerhalb des Sedimentationsgebiets (vgl. ROSENFELD 1978). Gebirgsbewegungen während der altkimmerischen Phase bewirkten eine Hebung und Abtragung im Bereich der Rheinischen Masse, bevor im höchsten Teil des Keupers (Rhät) das Meer erneut nach Süden transgredierte. Auch während des Juras überwogen zunächst noch marine Ablagerungen. Tektonische Aktivitäten (jungkimmerische Phasen) setzten ein, in deren Verlauf sich das alte Norddeutsche Becken kleinräumig in Schwellen und Senken gliederte und in seinem zentralen Teil als Niedersächsisches Becken stark einzusinken begann (BOIGK 1968, BETZ et al. 1987). Sein Südrand verläuft südlich von Epe und Gronau etwa parallel zum nördlichen Blattgebietsrand (WOLBURG 1953). Erst im Oberen Jura (Malm) verlagerte sich nach verschiedenen Regressionen die Küstenlinie nach Norden. Es begann eine Phase, in der im Niedersächsischen Becken marine, brackische und hypersalinare Ablagerungen einander abwechselten und teilweise auf das Blattgebiet übergriffen (K. MEYER 1969). An der Wende Jura/Kreide war das Becken vollständig vom offenen Meer abgeschlossen.

In der Unterkreide stellten sich wieder marine Verhältnisse ein (KEMPER 1976). Zunächst setzten sich Absenkung und Sedimentablagerung im Bereich des Niedersächsischen Beckens weiter fort, während die südlicheren Teile des Blattgebiets zeitweise nur randlich einbezogen waren (SCHOTT et al. 1969). In der höheren Unterkreide (Alb) begann eine weitreichende Meerestransgression, die erst im Cenoman ihren Höhepunkt erreichte und über das Blattgebiet hinaus das gesamte Münsterland erfaßte (FRIEG & HISS & KAEVER 1990). Während aus der Unterkreide vorwiegend Ton- und Sandsteine überliefert sind, entstanden in der Oberkreide Kalk-, Mergel- und sandige Mergelsteine.

Mit der mittelkretazischen Meerestransgression begann die Entwicklung des Münsterländer Kreide-Beckens. Während dieses sich im Verlauf der Oberkreide immer weiter eintiefte, hob sich das Niedersächsische Becken allmählich heraus und wurde zum Teil auf seine Ränder aufgeschoben (Inversion des Beckens). Als Folge dieser Inversionsbewegungen entstanden an seinem Südrand die Sattelstrukturen von Ochtrup und Gronau als Teile des Niedersächsischen beziehungsweise Emsland-Tektogens. Gleichzeitig wurden im Verlauf der Oberkreide im Südteil des Blattgebiets mehr als 1000 m mächtige Sedimente abgelagert.

Die Inversionsbewegungen am Südrand des Niedersächsischen Beckens sind im Bereich der Sattelstrukturen von Gronau und Ochtrup seit dem Unterturon nachweisbar. Diese Strukturen begannen sich aufzuwölben und herauszuheben und wurden nach Süden entlang von mehreren gestaffelten Überschiebungsbahnen auf Schichten der Oberkreide aufgeschoben. Schichtlücken in der mittleren Oberkreide und eine Transgression von Obersanton über ältere Oberkreide-Ablagerungen zeigen starke Bewegungen im Verlauf des Coniacs und Santons an (Ilse der und Wernigeröder Phase der subherzynen Bewegungen). Der Sattel von Ochtrup war zu diesem Zeitpunkt bereits so weit

gehoben, daß Schichten der Trias aus dem Sattelkern abgetragen, aufgearbeitet und als Gerölle im Obersanton resedimentiert werden konnten. Auch an der Salzstruktur Epe lassen sich Hebungen während der mittleren Oberkreide nachweisen.

Gegen Ende der Kreide-Zeit zog sich das Meer aus dem Gebiet des heutigen Münsterlandes zurück. Kurzfristig drang es noch einmal im Eozän von Norden her in das Blattgebiet ein und hinterließ tonige Ablagerungen, die heute nur noch im Raum Ochtrup erhalten sind. Die Gebirgsbewegungen am Südrand des Niedersächsischen Beckens hielten im Alttertiär an (Iaramische Phase). Sie erfaßten auch noch das Eozän. Im Jungtertiär war das Blattgebiet wohl festländisch und unterlag der Abtragung.

Die erdgeschichtliche Entwicklung des Blattgebiets im frühen Quartär, dem Altpleistozän, liegt weitgehend im dunkeln, da zu dieser Zeit weiterhin Abtragungsprozesse überwogen. Ob die rinnenartige Hohlform in der Kreide-Oberfläche am Rand der Salzstruktur Epe, in der möglicherweise altpleistozäne Sande und Schluffe als Relikte erhalten sind, als Folge von Subrosionen bereits im frühen Quartär entstand, ist ungeklärt. Sicher ist lediglich, daß ein System von schmalen Abflußrinnen (Dinkelrinne und andere) spätestens zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit im Jungpleistozän bestanden hat.

Im Verlauf des Pleistozäns kühlte sich das Klima mehr und mehr ab. Es bildeten sich in Nordeuropa große Eiskappen, die sich in mehreren, von kurzen Wärmeperioden unterbrochenen Kaltzeiten nach Süden bis nach Mitteleuropa ausdehnten. Ein erster Eisvorstoß erfolgte während der Elster-Kaltzeit (Altpleistozän). Ob dieser das Blattgebiet erreicht hat und dort eine Eisbedeckung vorhanden war, ist allerdings unwahrscheinlich. Es kann jedoch als gesichert gelten, daß das Blattgebiet in der Saale-Kaltzeit (Mittelpleistozän) vom Inlandeis überdeckt wurde. Während des Drenthe-Stadiums drang das Eis aus dem Emsland von Norden kommend sowie aus Nordosten über das Osnabrücker Bergland in das Münsterland vor (vgl. SPEETZEN 1986). Grundmoräne, einige Großgeschiebe (Findlinge) und Schmelzwasserablagerungen (Vor- und Nachschüttungsand) sind im Blattgebiet vorhanden und geben von diesem Ereignis Zeugnis.

Im Jungpleistozän – vor allem in der Weichsel-Kaltzeit – wechselten fluviatile Erosion und Akkumulation von Sedimenten einander ab. Unter periglazialen Klimabedingungen entstand durch einen vielfachen Wechsel von Erosion und Sedimentation in einem breitflächigen, verwilderten Abflußsystem die weite Talsandebene der Oberen Niederterrasse. Sie bestimmt heute weithin das morphologische Bild des Blattgebiets. Erst gegen Ende der Weichsel-Kaltzeit änderten sich die Abflußverhältnisse. Das verwilderte Flußsystem ging in ein System von mäandrierenden Flüssen und Bächen über, das im wesentlichen schon dem heutigen Gewässernetz mit Dinkel, Ahauser Aa und Zuflüssen entsprach. Die Bäche und Flüsse pendelten überwiegend nur noch innerhalb ihrer heute existierenden Talauen. Episodische Hochwässer bewirkten im Alleröd (Weichsel-Spätglazial) die Aufschüttung der Uferwälle beiderseits der Dinkel sowie an Hornebecke und Goorbach. Dadurch stabilisierten sich die Talverläufe. Äolische Sandumlagerungen setzten mit der Bildung von Flugsandfeldern und Dünen ebenfalls in der späten Weichsel-Kaltzeit ein, hielten aber auch noch im Holozän bis in die jüngste Vergangenheit an.

Mit einer allmählichen Klimaerwärmung im Holozän entwickelte sich langsam eine geschlossene Vegetationsdecke mit großen Waldanteilen. In diese Zeit fielen auch die Ausformung der Talauen und die Ablagerung von Auensedimenten. Ein allgemeiner Meeresspiegelanstieg nach dem Abschmelzen der Inlandeismassen bewirkte einen ver-

langsamen Abfluß in den Flüssen und dadurch einen starken Grundwasseranstieg in den weiten Flachlandgebieten. So entstanden in flachen Mulden Vernässungen, in denen Moorwachstum einsetzte. Im Westteil des Blattgebiets bildete sich das Amtsvenn als weitausgedehnte Hochmoorfläche. Auch die Entstehung der übrigen, meist kleineren Niedermoor- und Anmoorflächen fiel in diese Epoche. Die jüngste Phase der geologischen Geschichte wurde stark durch die Einwirkungen des Menschen geprägt. Dieser beeinflusste das geologische Geschehen beispielsweise durch seine Landnutzung und damit verbundene Eingriffe in die natürliche Vegetation (z.B. Rodungen, Plaggenhieb), die Gewinnung von natürlichen Rohstoffen (u. a. Torfabbau) oder durch künstliche Änderungen der Oberflächengestalt und der Gewässer. Unter seinem Einfluß verwandelte sich die Landschaft von einer Natur- in eine Kulturlandschaft.

6 Nutzbare Lagerstätten

Im Blattgebiet gibt es nur wenige nutzbare Lagerstätten. Heute haben lediglich das Zechstein-Salz sowie quartärzeitlicher Sand als Rohstoff des Steine- und Erden-Bereichs eine gewisse Bedeutung. Andere Lagerstätten sind nur noch von historischem Interesse. Zum Teil sind ihre Vorräte erschöpft, zum Teil haben sich aber auch die Nutzungsansprüche oder Qualitätsanforderungen geändert, so daß aus wirtschaftlichen Gründen oder im Interesse des Natur- und Landschaftsschutzes ein Abbau nicht mehr erfolgt.

Abbildung 10 gibt eine zusammenfassende lithologische Übersicht über die Locker- und Festgesteine (Steine und Erden) des Blattgebiets, ohne deren technische Verwendbarkeit im einzelnen nachzuweisen und zu berücksichtigen. Geringmächtige Deckschichten bis maximal 2 m sind vernachlässigt. Die Darstellung ist eine Bestandsaufnahme der Steine und Erden aus geologischer Sicht und gibt keine Auskunft über die tatsächlich wirtschaftlich gewinnbaren und nach landesplanungs- und abgrabungsrechtlichen Vorgaben nutzbaren Lagerstättenteile. Dementsprechend bleiben räumliche Nutzungseinschränkungen unberücksichtigt, die sich aus bereits bestehenden oder in Zukunft zu erwartenden landesplanerischen Vorgaben – wie Natur- und Landschaftsschutz, wasserwirtschaftlichen Schutzgebieten oder anderen konkurrierenden Nutzungen – ergeben.

Weitere Übersicht über Lagerstätten im Bereich von Blatt Heek geben der Deutsche Planungsatlas (Lagerstätten I, 1973, Lagerstätten II, 1973) sowie BURGHARDT (1981), DOLEZALEK (1978) und VOGLER (1977).

6.1 Fossile Brennstoffe

Im tieferen Untergrund unterhalb von $-1\ 400$ bis $-2\ 300$ m NN (s. Abb. 3) lagern steinkohleführende Schichten des Westfals B und C. Nach HEDEMANN et al. (1984) ist im Westfal C mit einem Flözkohlenanteil von 1,19 % an der Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge zu rechnen, im Westfal B kann dieser Prozentsatz sogar noch geringfügig höher liegen. Die Inkohlungswerte von Bohrungen in der Nachbarschaft des Blattgebiets

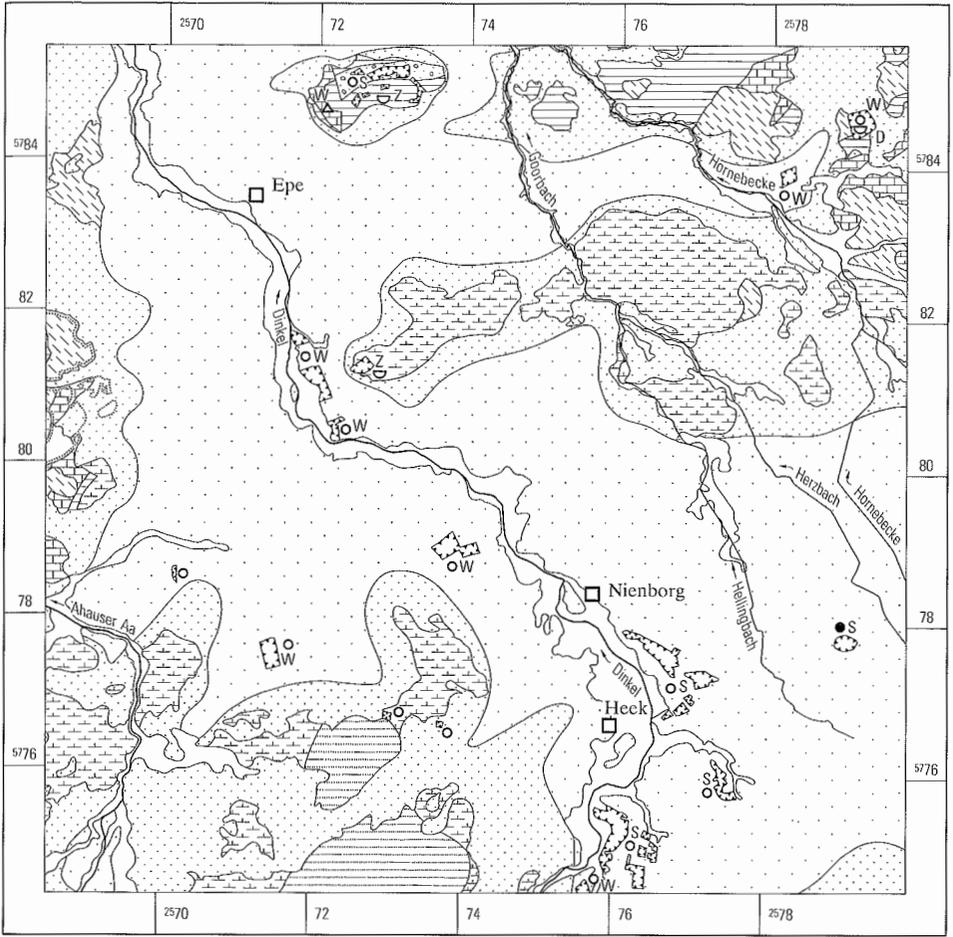
(M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984) liegen meistens unter 1% R_m und entsprechen nach M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER (1971) einer Gasflammkohle bis Gas-kohle (vgl. Kap. 3.1 und Abb. 3). Vereinzelt wurden auch Werte bis 1,8% R_m (Esskohle) beobachtet. Wegen der großen Tiefenlage werden diese Kohlenvorräte derzeit wirtschaftlich nicht genutzt.

Erdöl und Erdgas sind in Tiefbohrungen des Blattgebiets zwar in Spuren oder geringen Mengen nachgewiesen, allerdings wurden bisher keine wirtschaftlich interessanten Anreicherungen gefunden. Insbesondere auf der Südflanke der Sattelstruktur von Gronau hat man schon mehrere Bohrungen zur Suche von Kohlenwasserstoffen angesetzt (z. T. im Blattgebiet 3708 Gronau). Als Muttergesteine von Erdöl und Erdgas kommen im Münsterland wohl überwiegend oberkarbonische Gesteine in Frage. Nach LOMMERZHEIM (1991) spielen kohlereiche Abschnitte des oberen Westfals A und unteren Westfals B dabei eine besondere Rolle als Erdgas-Muttergestein. Bitumenreiche Gesteine des Mesozoikums, etwa bituminöse Tonsteine des Lias, sind dagegen nur von untergeordneter Bedeutung, zumal sie im Blattgebiet meist nur in geringer Mächtigkeit oder in randlicher Fazies vorkommen. Als Speichergesteine kommen Sandsteine des Westfals B und C (HEDEMANN et al. 1984: 81, LOMMERZHEIM 1991) sowie Dolomitsteine des Zechsteins (BOIGK et al. 1960: 358) in Frage. Allerdings sind aus dem Blattgebiet geologische Fangstrukturen, wie sie für eine potentielle Kohlenwasserstoffanreicherung notwendig sind, bisher nicht bekannt.

Zu den fossilen Brennstoffen ist auch Torf zu rechnen. Hochmoortorf aus dem Amtsvenn hatte in der Vergangenheit eine größere Bedeutung als Rohstoff (vgl. Kap. 3.7.2.5). Die im Blattgebiet lagernden Vorräte waren größtenteils jedoch schon vor dem Ersten Weltkrieg durch bäuerlichen Torfstich abgebaut. Damals wurde Torf vorwiegend als Brennstoff genutzt. Danach, in einer Phase planmäßiger Nutzung und Kultivierung des Hochmoors, verlagerte sich der Abbau im wesentlichen auf einen Teil des Amtsvennis im Blattbereich 3807 Alstätte. Dort wurde Torf noch bis 1982 maschinell als Düngetorf gewonnen (DICKEL 1982). Heute sind die kleinen, noch verbliebenen Relikte des ehemaligen Hochmoorgebiets geschützt.

6.2 Steinsalz

Steinsalz des Werra-Zyklus (Zechsteins 1) ist westlich von Epe in der Salzstruktur Epe (Abb. 9) zum Teil bis über 400 m mächtig (vgl. Kap. 3.2.1.1 und 4.3). Das Salzlager befindet sich in einer Tiefe von etwa -1000 bis -1400 m NN. Seit 1973 wird im Solfeld Epe durch kontrollierte Aussolung Salz gewonnen (Deutsche Solvay-Werke 1978, 1983). Dazu werden im Idealfall in einem trigonalen Raster Tiefbohrungen niedergebracht. Durch diese wird Süßwasser in das Salzlager eingeleitet, um damit das Steinsalz zu lösen. Als konzentrierte Sole wird es zutage gefördert und mittels einer Rohrleitung zu chemischen Werken in Marl und Rheinberg gepumpt. Durch die Aussolung entstehen zylinderförmige Kavernen – je nach Salzmächtigkeit bis zu 300 m Höhe und einem Durchmesser von 84 m. Eine Kaverne dieser Größe liefert brutto etwa 1,5 Mio. m^3 Salz. Zwischen der Kavernenfirste und der Dachfläche des Werra-Steinsalzes bleibt aus Sicherheitsgründen eine „Salzschwebel“ von etwa 80 m stehen. Zwischen den Kavernen müssen Sicherheitspfeiler von mindestens doppeltem Kavernendurchmesser verbleiben (Deutsche



- Sand, fein- bis mittelkörnig, einzelne grobkörnige Einlagerungen, selten dünne Schluffeinlagerungen, in Mächtigkeiten von meist weniger als 5 m
- Sand, fein- bis mittelkörnig, einzelne grobkörnige Einlagerungen, selten dünne Schluffeinlagerungen, in Mächtigkeiten von mehr als 5 m
- Sand und Schluff, teilweise humose Einlagerungen oder Torflagen, z. T. großflächige künstliche Aufschüttungen
- Schluff, tonig, und Ton, schluffig, schwach feinsandig und kiesig (Geschiebelehm)
- Sand, z. T. Sandstein, grobkörnig, kiesig (Gildehaus-Sandstein)
- Ton, Tonstein, Tonmergel und Tonmergelstein, z. T. Mergelstein, vereinzelt dünne Sandsteineinlagerungen
- Mergelstein, schluffiger Mergelstein, sandiger Mergelstein
- Feinsand, schwach schluffig, kalkhaltig, einzelne dünne Sandsteinbänke (Feinsandfazies des Obersantons)
- Kalkstein, sandiger Kalkstein, zum Teil mit Mergel- und Kalkmergelstein wechsellagernd

- Abgrabung, z. T. verfüllt und rekultiviert
- ehemalige Hochmoorfläche, heute abgetorft

- Gewinnungsstellen**
in Betrieb aufgelassen (z. T. verfüllt)
- Ton, Schluff, Tonstein, Mergel- und Tonmergelstein
 - Sand, Sandstein
 - Kalkstein

- Verwendungsort**
- W Schüttgut, Wege- und Straßenbau
 - S Bausand, Kalksandstein- und Betonsteinherstellung
 - Z Ziegelherstellung
 - D Dichtungsmaterial

Überlagerungen bis 2 m Mächtigkeit und künstliche Aufschüttungen sind nicht dargestellt.

Abb. 10 Steine und Erden

Solvay-Werke 1978). Die ausgesolten Kavernen werden anschließend zur Speicherung von Erdöl, Erdölprodukten und Erdgas genutzt.

Das Werra-Steinsalz von Epe eignet sich besonders gut zur Aussolung, da es eine hohe Mächtigkeit besitzt, nur einen relativ geringen Anteil an unlöslichen Bestandteilen (Ton- und Anhydriteinlagerungen) und kaum leichtlösliche Salze – wie Kalisalze – enthält, die eine kontrollierte Aussolung behindern würden (MEYER in HILDEN et al. 1993: 58).

6.3 Eisen

Eisen ist in grundwassernahen Bereichen der Talauen oder der Talsandebene örtlich in geringen Mächtigkeiten als Eisenhydroxid in Form von Raseneisenstein angereichert (vgl. Kap. 3.7.2.8). Außerdem lagern Eisenvorräte als Eisencarbonat (Siderit) in den Toneisensteinkonkretionen (Geoden) der unterkretazischen Tonsteine. Insbesondere die Schichtenfolge des Barrêmes ist reich an Toneisensteinkonkretionen (vgl. Kap. 3.5.1.4). In den nördlichen Anschlußblattgebieten 3708 Gronau und 3709 Ochtrup wurden mehrmals, zuletzt 1938, umfangreiche Schürfversuche zur Gewinnung dieses Erzes unternommen (THIERMANN 1968). Im Blattgebiet haben beide Typen von Eisenerzlagerstätten keinerlei wirtschaftliche Bedeutung.

6.4 Steine und Erden

Zu den Steine- und Erden-Vorkommen zählen Festgesteins- und Lockergesteinslagerstätten (s. Abb. 10). An der Geländeoberfläche treten nur Festgesteine der Kreide und Lockergesteine des Quartärs auf. Die Gesteine der Kreide sind allerdings teilweise nur so schwach verfestigt, daß eine scharfe Trennung zwischen Fest- und Lockergesteinen nicht immer möglich und sinnvoll ist.

6.4.1 Kalkstein

Kalksteine der Kreide kommen an drei Stellen des Blattgebiets vor. Westlich des Eper Berges treten Schichten des Berrias zutage (s. Kap. 3.5.1.1). Sie enthalten feste Schillkalksteinbänke, die im vorigen Jahrhundert in Ermangelung hochwertigerer Rohstoffe für den Straßen- und Wegebau gewonnen wurden (Hosius 1893). Das gleiche trifft für die Kalksteine der Kalkarenitfazies des Obersantons zu (Weiner Schichten im Sinne von ARNOLD 1964 a, s. Kap. 3.5.2.4.3 und Abb. 4). Eine frühere Abbaustelle ist noch heute auf dem Weiner Esch (TK 25: 3809 Metelen, R 80 500, H 84 820) zugänglich. Sowohl die Berrias- als auch die Obersanton-Kalksteine haben heute keinerlei wirtschaftliche Bedeutung mehr.

Die Schichten des Mittel- bis Obercenomans und Turons, die am westlichen Blattgebietsrand und in der nordöstlichen Ecke des Blattgebiets kleinflächig anstehen, enthalten zu einem großen Teil Kalksteine mit sehr hohen Kalkgehalten (z.T. über 90% CaCO₃, vgl. Kap. 3.5.2.1 und 3.5.2.2). Die turonen Kalksteine sind insbesondere am westlichen Blattgebietsrand in schreibkreideartiger Fazies ausgebildet. Ihre Gesamtmächtigkeit schwankt sehr stark, kann aber bis zu etwa 150 m betragen. Eine Verwendung zur Kalk- und Zementherstellung ist prinzipiell möglich (vgl. VOGLER 1977: 35) – eine wirtschaftliche Nutzung erfolgt jedoch nicht.

6.4.2 Sandstein

Im Blattgebiet tritt lediglich am Eper Berg der Gildehaus-Sandstein zutage. Wegen seines geringen Verfestigungsgrades ist er dort allerdings eher als Lockergestein zu klassifizieren. Er besteht aus einem mittel- bis grobkörnigen, zum Teil kiesigen, eisen-schüssigen Sand oder aus einem schwach verfestigten, mürben Sandstein. Fast auf der gesamten Kuppe des Berges wurde er in flachen, maximal 5 m tiefen Abgrabungen gewonnen und als Bausand verwendet. Der Abbau ist inzwischen eingestellt.

6.4.3 Tonstein und Tonmergelstein

Tonsteine und Tonmergelsteine – teilweise mit einzelnen dünnen tonigen Sandsteineinlagerungen, mitunter auch mit Übergängen zu reinen Mergelsteinen – sind nahezu in der gesamten Schichtenfolge der Unterkreide und mittleren Oberkreide (Coniac und Untersanton) verbreitet. Sie eignen sich zur Ziegelherstellung. Um die Jahrhundertwende bestand am Eper Berg eine kleine Ziegelei, die Barrême-Tonsteine an der Südflanke des Berges als Rohstoff nutzte. In jüngster Zeit wurden in einer Abgrabung in der Weiner Mark (R 79 150, H 84 500) Tonmergelsteine des Untersantons abgebaut und als Dichtungsmaterial im Wasserstraßenbau genutzt. Ton- und Tonmergelsteine haben vor allem in der Horner Mark eine größere Verbreitung. Ihre Überlagerung durch quartäre Sedimente ist nur geringmächtig.

6.4.4 Mergelstein, sandiger Mergelstein

Mergelsteine, zum Teil in schluffiger Ausbildung, und sandige Mergelsteine sind im Oberalb und Untercenoman und vor allem in Schichten des Santons und Campans weit verbreitet. Wirtschaftlich haben sie derzeit im Blattgebiet praktisch keine Bedeutung. Früher erfolgte lokal eine geringe Nutzung zur Ziegelherstellung in kleinen Feldbrandziegeleien – so zum Beispiel in der Bauerschaft Gerdingsseite südöstlich von Epe, wo der Betrieb jedoch bereits 1916 eingestellt wurde. Dort waren in flachen, maximal 1 m tiefen Abgrabungen lediglich die oberflächennahen, entkalkten Partien (Verwitterungslehm) abgebaut worden.

6.4.5 Sand

Der einzige Steine-und-Erden-Rohstoff von größerer Bedeutung im Blattgebiet ist Sand. Talsand, Uferwälle sowie Flugsand und Dünen stellen einen großen Vorrat dieses Rohstoffs dar. Vorwiegend sind Fein- und Mittelsande verbreitet, die selten grobsandige oder schluffige Beimengungen enthalten. Seit alters her wird im Blattgebiet Sand für unterschiedliche Zwecke gewonnen: als Bausand, Schüttgut für den Straßen- und Wegebau, zur Herstellung von Kalksandsteinen oder Betonfertigteilen sowie in historischer Vergangenheit auch als Scheuersand. Während früher der Sand von Flugsand- und Dünenkuppen an zahlreichen Stellen in kleinen und kleinsten Gruben trocken abgegraben wurde, konzentriert sich der moderne Abbau auf großflächige Flach- oder Naßabgrabungen (Tiefentsandungen) mittels Saugbaggern (DOLEZALEK 1978: 41).

Zur Zeit ist eine längerfristig angelegte Naßabgrabung im Ströfeld in Betrieb (R 79 050, H 77 950). Der dort gewonnene Sand wird in Heek zu Kalksandsteinen verarbeitet. Größere Abgrabungen in Flugsanden und Uferwällen östlich von Heek und in der Bauerschaft Averbek sind inzwischen erschöpft und daher eingestellt. Sie dienen ebenfalls der Kalksandsteinherstellung. Einige inzwischen ebenfalls abgeschlossene und rekultivierte Abgrabungen wurden im Zuge des Neubaus der Autobahn A 31 und der Bundesstraße B 54 n zur Gewinnung von Schüttgut angelegt, und zwar im Donseler Feld, in den Bauerschaften Wichum und Gerdingsseite sowie zwei Flächen in der Weiner Mark nahe der nordöstlichen Ecke des Blattgebiets (vgl. Abb. 10).

6.4.6 Ton und Schluff

Ton und Schluff kommen oberflächennah insbesondere in der Grundmoräne im Nordosten und Westen des Blattgebiets vor (s. Kap. 6.4.4). Die Grundmoräne ist überwiegend mit geringer Mächtigkeit und wechselnder Zusammensetzung (Schluff, mit Anteilen von Ton, Sand und Kies, vgl. Kap. 3.7.1.2.2) verbreitet. Oberflächennah ist sie entkalkt, ab etwa 1–2 m Tiefe durchgehend kalkhaltig. Wirtschaftliche Bedeutung haben die Tone und Schluffe der Grundmoräne derzeit nicht. In der Abgrabung Weiner Mark (R 79 150, H 84 500) wurde Grundmoräne zunächst zusammen mit dem überlagernden Flugsand als Schüttgut für den Verkehrswegebau gewonnen. Anschließend wurden die verbliebenen Teile der Grundmoräne zusammen mit den Tonmergelsteinen des Untersantons als Dichtungsmaterial abgebaut (vgl. Kap. 6.4.3).

Eine ähnliche Qualität und Beschaffenheit wie die Grundmoräne besitzen auch die verwitterten und entfestigten sandigen Mergelsteine aus dem oberflächennahen Verwitterungshorizont der Oberkreide (s. Kap. 6.4.4).

7 Hydrogeologie

(H. ELFERS)

Das Kapitel Hydrogeologie gibt nur einen allgemeinen Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse im Blattgebiet. Weitere Angaben zur Hydrogeologie und Hydrologie sind insbesondere den folgenden Kartenblättern des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen und des Landesamtes für Wasser und Abfall zu entnehmen:

- Blatt 3808 Heek der Gewässerstationierungskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000
- Blatt L 3908 Ahaus (1978) der Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000
- Blatt L 3906/08 Vreden/Ahaus (1975/76) der Grundwasserstände unter Flur in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000
- Blatt L 3908 Ahaus (1981) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000
- Blatt L 3908 Ahaus (1986) der Wasserschutzgebiete in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000.

Eine großräumige Darstellung gibt die Karte Hydrogeologie 1 : 500 000 (1978) aus dem Deutschen Planungsatlas, Band Nordrhein-Westfalen. Weitere Übersichten mit anderen

Aspekten liegen in der Karte der Grundwasserlandschaften (1980) und in der Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen (1980), beide im Maßstab 1 : 500 000, vor.

7.1 Hydrogeologischer Überblick

Den Hauptgrundwasserleiter im Blattgebiet bilden die Lockergesteine des Quartärs. Die Sohlfäche der Quartär-Ablagerungen wird zum größten Teil durch Schichten der Oberkreide gebildet. Im Norden, im Bereich der Südflanke des Gronauer Sattels, reichen die Schichten vom Berrias bis ins Obersanton. Im Nordwesten des Blattgebiets stehen Tonmergelsteine der Unterkreide an.

In einem während des Pleistozäns an der Oberfläche der Kreide-Gesteine angelegten Rinnensystem erreicht die quartäre Schichtenfolge größere Mächtigkeiten (vgl. Abb. 11). Hauptelemente des Rinnensystems sind die Dinkelrinne, die das Blattgebiet von Südosten nach Nordwesten durchzieht, sowie ein teilweise übertiefter Rinnenast im Westen (vgl. Kap. 3.7.1.1.1 und Taf. 2 in der Anl.). Die Rinnenbreite liegt zwischen 100 m und 1,5 km. Die Mächtigkeit der Quartär-Ablagerungen erreicht dort örtlich über 30 m – außerhalb des quartären Rinnensystems ist sie wesentlich geringer.

Die heutigen Hauptvorfluter sind die Dinkel und die Ahauser Aa. Den Verlauf der Wasserscheide zwischen beiden Flußsystemen zeigen Abbildungen 3 und 11. Die Dinkel durchfließt das Blattgebiet von Südosten nach Nordwesten. Der Flußverlauf zeichnet ungefähr den Verlauf der Dinkelrinne im Untergrund nach. Die Gesamtentwässerung erfolgt nach Nordwesten in Richtung Ijsselmeer.

Auf Blatt L 3908 Ahaus (1981) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen sind im Blattgebiet mehrere intermittierende Quellen dargestellt. Diese lassen sich gegenwärtig nicht beobachten. Die Gewässer des Blattgebiets haben heute ihren Ursprung ausschließlich in künstlichen Entwässerungsgräben, die durch Drainagen gespeist werden. Die künstlichen Veränderungen sind Teil der Flurbereinigungsmaßnahmen, die in den siebziger und achtziger Jahren durchgeführt wurden.

Die Grundwasseroberfläche liegt im Mittel 1–3 m unter Gelände. Am Eper Berg (Gemarkung „Am Berge“) liegen die Flurabstände bereichsweise bei 5–7 m; größere kommen auch im Bereich der Kreide-Höhen westlich von Heek (Hoher Esch, Ahle) sowie südlich der Ammerter Mark vor.

7.2 Grundwasserneubildung

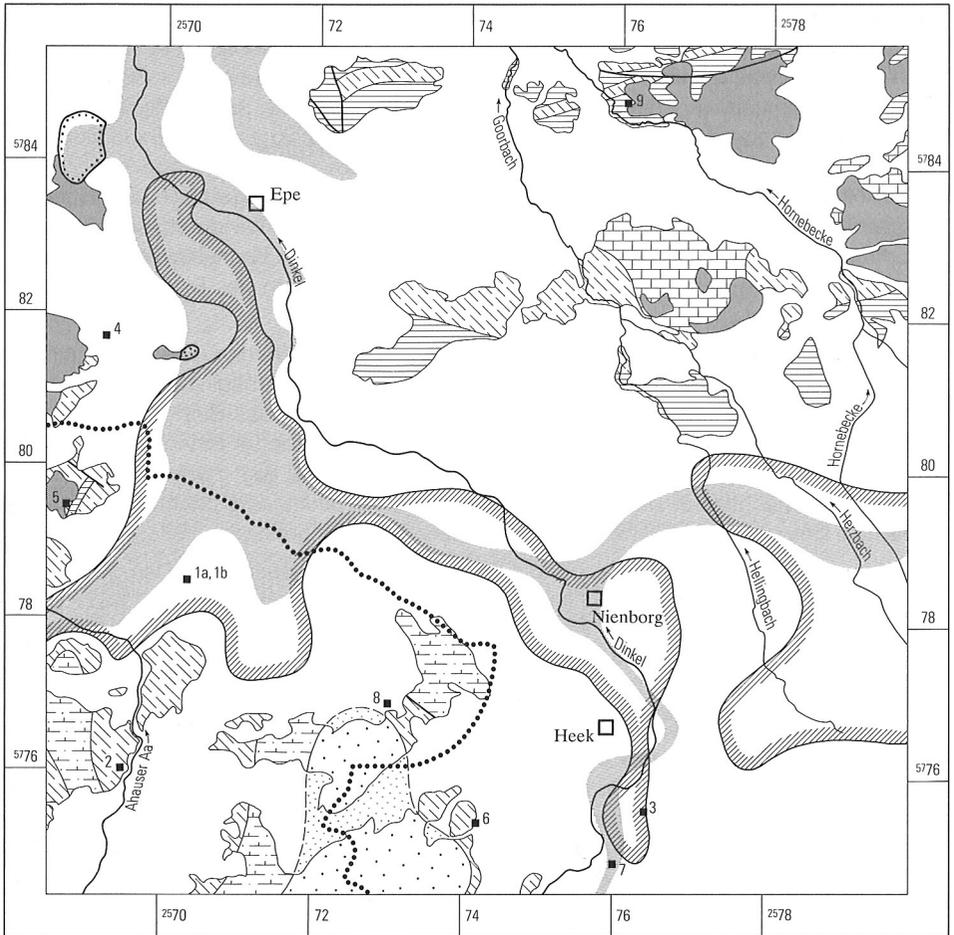
Unter der Grundwasserneubildung wird der Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser verstanden (DIN 4049).

Die Größe der Grundwasserneubildung entspricht etwa dem unterirdischen Abfluß (A_U) und ergibt sich überschlägig aus der Wasserhaushaltsgleichung $A_U = N - V - A_O$. Darin bedeuten:

N = Niederschlag

V = Verdunstung

A_O = oberirdischer Abfluß



Festgestein

- 
 Trennfugendurchlässigkeit äußerst gering bis gering (Ton- bis Mergelsteine des Bernias bis Albs, des Coniacs und des Unter- bis Mittelsantons sowie Tonmergelsteinfazies des Obersantons bis Unterampans)
- 
 Trennfugendurchlässigkeit sehr gering bis mäßig (Gildehaus-Sandstein, Rothenberg-Sandstein, Mergel- bis Kalksteine des Cenomans bis Turons)
- 
 Trennfugendurchlässigkeit sehr gering bis mäßig (Sandmergelsteinfazies des Obersantons bis Unterampans)
- 
 Trennfugendurchlässigkeit mäßig bis mittel (Kalkarenitfazies des Obersantons)

Locker- bis Festgestein

- 
 Porendurchlässigkeit mäßig bis mittel (Feinsandfazies des Obersantons)
- 
 Porendurchlässigkeit mäßig bis mittel (Feinsandfazies des Obersantons) unter quartärer Bedeckung

Lockergestein

- 
 Porendurchlässigkeit mittel bis mäßig (Vorschüttensande, Niederterrassensande)
- 
 Porendurchlässigkeit sehr gering bis äußerst gering (Grundmoräne über Poren- und KlufftGrundwasserleitern)

- 
 Verbreitung der Grundmoräne im quartären Grundwasserstockwerk (Bereich verminderter Höflichkeit)
- 
 Verbreitung der Schluff-Folge und Sand-Schluff-Wechselfolge im quartären Grundwasserstockwerk (Bereich verminderter Höflichkeit)
- 
 Verlauf der Dinkelrinne
- 
 tektonische Störungen
- 
 Verlauf der oberirdischen Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Ahauser Aa und der Dinkel
- 
 2 Brunnen mit Angabe der lfd. Nr. der chemischen Analyse aus Tab. 10

Abb. 11 Hydrogeologische Übersicht

Mitbestimmend für die Grundwasserneubildung sind Klima, Relief, Vegetation, Lagerung und Ausbildung der Gesteine. Die Größenordnung der Grundwasserneubildung läßt sich aus meteorologischen und hydrologischen Meßreihen herleiten. Für das Blattgebiet liegen keine Meßreihen vor. STRUCKMEIER (1990) gibt für das Vechte-/Dinkelsystem auf der Grundlage der Verfahren nach JOSOPAIT & LILLICH (1975) und DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1980) einen Mittelwert für die aktuelle Grundwasserneubildung von 252 mm/a an, das entspricht $8 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$.

7.3 Grundwasserleiter

Von wasserwirtschaftlicher Bedeutung sind in erster Linie die quartärzeitlichen Schichten und untergeordnet die oberflächennahen Festgesteine der Kreide.

7.3.1. Grundwasser in Lockergesteinen

Die grundwassererfüllten Lockergesteine des Quartärs bilden im Blattgebiet das oberste Grundwasserstockwerk. Innerhalb der Oberen Niederterrasse zeigen die sandig ausgebildeten Schichten mäßige bis mittlere Durchlässigkeiten (k_f -Wert ca. $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ bis $5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$). Dauerpumpversuche im Bereich des Wasserwerks Heek ergaben Durchlässigkeiten von $k_f = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$.

Die Schluff-Folge (w,U,f) und die Sand-Schluff-Wechselfolge (w,S,f) bilden als Teile der Oberen Niederterrasse in der quartären Lockergesteinsabfolge einen Grundwassergeringleiter. Die Größenordnung der Durchlässigkeitsbeiwerte schwankt nach der Bestimmung aus Korngrößensummenkurven zwischen $k_f = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ und $k_f = 3 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$ (geschätzt). Abbildung 11 zeigt das Verbreitungsgebiet dieser Schichtenfolge. Sie ist im wesentlichen auf den Verlauf der quartären Rinnen beschränkt. Durch Verzahnung mit sandigen Einlagerungen beziehungsweise spätweichselzeitliche Erosion von Teilen der Schichtenfolge kommt es zu hydraulischen Verbindungen zwischen den oberen quartären Sanden (Älteste *Dryas*-Schichten (DYä), Talsand (w,S,ta) und den darunterliegenden Sanden, im wesentlichen Knochenkies (w,Kn). Die Schluff-Folge und Sand-Schluff-Wechselfolge bilden insgesamt dennoch eine natürliche Schutzschicht vor Verunreinigungen des Grundwassers in den darunterliegenden quartären Schichten.

Die Grundmoräne (D,Mg) ist ein Grundwassergeringleiter. Sie kommt im quartären Grundwasserstockwerk nur lokal vor. An der westlichen Rinnenflanke der Dinkelrinne bedeckt sie Reste von Vorschüttsanden (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt T-U). Diese stehen infolge der weichselkaltzeitlichen Erosion mit den jüngeren quartären Ablagerungen in hydraulischem Kontakt. Sonst findet sich die Grundmoräne als Erosionsrest an der Quartär-Basis. Noch weitgehend geschlossene Areale von Grundmoräne im Bereich des Festgesteinsausstrichs kommen im Nordosten des Blattgebiets vor.

Als gering bis sehr gering durchlässig sind auch die folgenden Schichten einzustufen: Fließerde (,,fl), Auenlehm (,L,ta), Schwemmlehm (,,u) und Moorbildungen (,Hm; ,Hn).

7.3.2. Grundwasser in Festgesteinen

Eine hydrogeologische Klassifikation der oberflächennahen Festgesteine, unterteilt nach Grundwassergeringleiter und Grundwasserleiter, gibt Tabelle 9. Die Klassifikation

Tabelle 9
Hydrogeologische Klassifikation der Festgesteine

Grundwasseringeleiter		Grundwasserleiter	
äußerst gering bis sehr gering durchlässig ($< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s)	gering durchlässig ($1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$ m/s)	mäßig durchlässig ($1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$ m/s)	mittel durchlässig ($1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-2}$ m/s)
Tonmergelsteinfazies des Obersantons bis Untercompans (krsa4-krca2)			
Sandmergelsteinfazies des Obersantons bis Untercompans (krca4-krca2)			
Ton- bis Mergelsteine des Unter- bis Mittelsantons (Emscher-Mergel) (krca1-krca3)			Kalkarenitfazies des Obersantons (krca4)
Tonmergel- bis Mergelsteine des Coniacs (krcc)			Feinsandfazies des Obersantons (krca4)
Mergel- bis Kalksteine des Cenomans bis Turons (krc-krt)			
Flammenmergel (krlo)			
Ton- bis Mergelsteine des Unter- bis Mittelalbs (krlo-krll)			
Rothenberg-Sandstein (krp-IR)			
Ton- bis Mergelsteine des Hauterives bis Apts (krh-krp)			
Gildehaus-Sandstein (krhG)			
Ton- bis Mergelsteine des Berrias bis Valangins (krbe-krv)			

wurde anhand der petrographischen Ausbildung der Schichten aufgestellt. Die Linienlänge in der Tabelle entspricht der angenommenen Schwankungsbreite der Gebirgsdurchlässigkeiten.

In den Festgesteinen ist die Grundwasserwegsamkeit auf das Netz von Trennfugen beschränkt. Sie ist in der oberflächennahen Auflockerungszone größer und nimmt mit der Teufe ab, da dort die Trennfugen weniger weit geöffnet sind. Die Mächtigkeit der oberflächennahen Auflockerungszone liegt im Münsterland bei etwa 15 m.

Festgesteine in tonig-mergeliger Ausbildung sind Grundwasseringeleiter. Auch diese Gesteine führen in der oberflächennahen Auflockerungszone Wasser, welches für Haus-

wasserversorgungen ausreicht. Unter der quartären Bedeckung bilden die Gesteine eine hydraulisch wirksame Basis.

Der Gildehaus-Sandstein (Hauterive) ist in der Festgesteinsausbildung kluftwasserführend. Örtlich ist er nur schwach verfestigt und als Porengrundwasserleiter einzustufen. Der Rothenberg-Sandstein (Apt bis Alb) ist am Rothenberg (TK 25: 3709 Ochtrup) als guter Grundwasserleiter bekannt (THIERMANN 1968). Infolge zunehmender Vertonung und Aufspaltung in mehrere Sandsteinbänke mit Zwischenlagerung von tonigen Schluffsteinen hat er im Blattgebiet den Charakter eines Grundwassergeringleiters. Die Glaukonitsandlagen sind im allgemeinen wasserführend.

Von erheblicher hydrogeologischer Bedeutung sind die unterschiedlichen Faziesausbildungen des Santons und Campans (vgl. Kap. 3.5.2.4.3 bis Kap. 3.5.2.5.2 und Abb. 4). In der Ausbildung als Ton- oder Mergelstein (Tonmergelsteinfazies) sind es Grundwassergeringleiter mit geringer Durchlässigkeit, in der Sandmergelsteinfazies Grundwassergering- bis Grundwasserleiter von geringer bis mäßiger Durchlässigkeit. In der Kalkarenitfazies bildet das Obersanton einen Kluftgrundwasserleiter. In der sandigmergeligen Ausbildung der Feinsandfazies (Fazies der Recklinghäuser Sandmergel, vgl. Blatt L 3908 Ahaus (1981) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000) verhält sich die Schichtenfolge wie ein Porengrundwasserleiter, der bei überlagerndem Quartär mit dem quartären Grundwasserleiter in hydraulischem Kontakt steht.

Auf die hydrogeologischen Eigenschaften der älteren, im tieferen Untergrund verborgenen Ablagerungen (Karbon bis Jura) wird im folgenden nur kurz eingegangen. Der tiefere Untergrund setzt sich aus einer alternierenden Abfolge von Kluftgrundwasserleitern und Grundwassergeringleitern zusammen. Zu den Kluftgrundwasserleitern zählen die Sandsteine des Westfals B und C, die Fein- und Grobsandsteinhorizonte des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, die Kalk- und Mergelsteine des Unteren Muschelkalks sowie die Tonmergel- und Kalksteine des Malms. Grundwassergeringleiter bilden die Salz- und Tongsteine des Zechsteins, die Tonsteine des Oberen Buntsandsteins sowie die tonigen Schichten des Juras.

Das tiefere Grundwasser ist stets versalzt. Nach MICHEL (1963, 1971) liegt die Salzwasser/Süßwasser-Grenze in einer Tiefe zwischen 200 und 300 m. In den Randgebieten der Salzlagerstätten, zu denen der südöstliche Teil des Blattgebiets gehört, liegt die Ursache der Versalzung wahrscheinlich in der Ablaugung des Zechstein-Salzes. Das Tiefengrundwasser kann an tiefgreifenden Störungen bis in Oberflächennähe aufsteigen. So wurde beispielsweise in einer 84 m tiefen, etwa 2,5 km südwestlich von Epe gelegenen Bohrung (R 69 220, H 80 960) ein Wasser mit 1329 mg/l Chloriden angetroffen. Leicht erhöhte Chloridwerte treten dort auch im obersten Grundwasserstockwerk auf (vgl. Kap. 7.4); ein Austritt von Sole an der Geländeoberfläche ist im Blattgebiet allerdings nicht bekannt.

7.4 Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Die chemische Beschaffenheit des Grundwassers wird im Normalfall durch physikalische, chemische und biologische Vorgänge im Grundwasser sowie die Beschaffenheit der durchflossenen Gesteine bestimmt. Die in einer Wasseranalyse gemessenen Inhaltsstoffe sind das Ergebnis von chemisch-physikalischen Prozessen, die ein chemisches

Gleichgewicht zwischen dem Grundwasser und dem umgebenden Gestein anstreben. Dieser Gleichgewichtszustand kann jedoch durch den Einfluß anderer geogener und anthropogener Faktoren gestört und verändert werden. Hierzu zählen zum Beispiel aufsteigende Wässer aus tieferen Grundwasserstockwerken, die Versickerung von Uferfiltrat aus Oberflächengewässern sowie Einträge aus der Bodennutzung, Düngung oder Abwasserbehandlung.

Die Wechselwirkung zwischen Grundwasser und Gestein besteht aus der Lösung und Fällung von Mineralien. Die häufigsten löslichen Salze sind karbonatische, sulfatische und chloridische Verbindungen – im geringen Maß auch Eisen- und Manganverbindungen. Die Löslichkeit wird beeinflusst durch den Druck, die Wassertemperatur und den pH-Wert der Lösung sowie durch Gase (z. B. CO_2). Die meisten Grundwässer werden daher durch die Angabe der Ionenkonzentrationen der Kationen Natrium (Na^+), Kalium (K^+), Calcium (Ca^{2+}), Magnesium (Mg^{2+}), Eisen (Fe^{2+}) und Mangan (Mn^{2+}) sowie der Anionen Chlorid (Cl^-), Sulfat (SO_4^{2-}) und Hydrogencarbonat (HCO_3^-) ausreichend genau beschrieben.

Als Indikatoren für anthropogene Verunreinigungen gelten Stickstoffverbindungen wie Nitrat (NO_3^-), Nitrit (NO_2^{2-}) oder Ammonium (NH_4^+), erhöhte Konzentrationen von Kalium (K^+), Bor (B^{3+}) oder Phosphat (PO_4^{3-}) sowie erhöhte Keimzahlen von Bakterien. Angaben zur Härte, zur elektrischen Leitfähigkeit und zum pH-Wert vervollständigen die Beschreibung eines Grundwassers.

Die Gesamthärte bezeichnet die Summe der Erdalkalien ($\text{CaO} + \text{MgO}$), die Carbonathärte den Gehalt an Hydrogencarbonat in einer Lösung. Die Mengenangaben erfolgen in Grad deutscher Härte ($^\circ\text{dH}$). Dabei entspricht $1\ ^\circ\text{dH} = 10\ \text{mg/l CaO} = 0,357\ \text{mmol/l Härteäquivalent}$. Für die Qualifikation eines Wassers hinsichtlich seiner Härte werden Härtestufen verwandt. Eine Einteilung in vier Härtestufen gibt das Wasch- und Reinigungsmittelgesetz – WRMG vom 20. August 1975 (BGBl. I S. 2255, geändert durch Gesetz vom 19. Dezember 1986, BGBl. I S. 2615). Danach umfaßt der Härtebereich 1 Härten von $< 7\ ^\circ\text{dH}$, der Bereich 2 Härten von $7\text{--}14\ ^\circ\text{dH}$, der Bereich 3 Härten von $14\text{--}21\ ^\circ\text{dH}$ und der Härtebereich 4 Härten von $> 21\ ^\circ\text{dH}$. Da die Erdalkalien als Bildner schwer löslicher Verbindungen bei Erwärmung von Wasser zur Carbonatfällung neigen, ist die Angabe der Härte von großer technischer Bedeutung. Eine hohe Wasserhärte bedeutet im privatwirtschaftlichen Bereich zum Beispiel einen erhöhten Waschmittelbedarf.

Die elektrische Leitfähigkeit ist das Maß der Menge der im Wasser gelösten Inhaltsstoffe. Sie wird in $\mu\text{S/cm}$ angegeben. Gewöhnliches destilliertes Wasser besitzt zum Vergleich eine elektrische Leitfähigkeit zwischen $0,5$ und $5\ \mu\text{S/cm}$. Der pH-Wert bezeichnet die Wasserstoffionenkonzentration. Destilliertes Wasser besitzt bei $22\ ^\circ\text{C}$ zum Beispiel einen pH-Wert von 7 (pH-neutral; pH-Wert < 7 : sauer, pH-Wert > 7 : basisch).

Grundwassereinzelanalysen repräsentieren die hydrochemischen Bedingungen im Grundwasser zu einem definierten Zeitpunkt. Erst eine gewisse Anzahl von Einzelanalysen läßt nach einer statistischen Bearbeitung eine Zuordnung des Grundwassers nach seiner chemischen Beschaffenheit zu verschiedenen Aquiferen oder unterschiedlichen Grundwasserregionen (Gebiete mit gleichem petrographischem Aufbau) erkennen. Die Beurteilung der chemischen Beschaffenheit des Grundwassers im Blattgebiet beruht auf 66 Grundwasseranalysen verschiedener Herkunft aus den Jahren 1965 bis 1989, die im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen dokumentiert sind. Diese

geringe Probenzahl erlaubt nur eine beschränkte Aussage über die chemischen Charaktere der vorkommenden Grundwässer. In Tabelle 10 sind einige Analysen als Beispiele zu den im Blattgebiet vorkommenden unterschiedlichen Grundwassertypen aufgeführt.

Die Analysen 1 bis 4 (Tab.10) repräsentieren Grundwässer aus dem quartären Grundwasserleiter. Die Analysen 2 und 3 zeigen relativ typische Verhältnisse, wobei bei den Kationen das Calcium, bei den Anionen das Hydrogencarbonat den Hauptionenanteil bildet. Sowohl Gesamt- als auch Carbonathärten liegen im Härtebereich 2 bis 3. Die Chloridgehalte liegen bei Proben aus dem Quartär-Grundwasserleiter im Mittel unter 70 mg/l. Im Bereich des Laster Venns wurden Chloridwerte von über 70 mg/l nachge-

Tabelle 10
Grundwasseranalysen

Nr.	1a	1b	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Donsels Holz	Donsels Holz	nördlich Brook	Averbeck	westlich Wiefert-hook	westlich Lasterfeld	Südähler Mark	Averbeck	nördlich Hoher Esch	Horner Mark
entnommen aus	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen	Brunnen
Lage R	70 320	70 320	69 470	76 400	69 200	68 700	74 200	76 062	73 000	76 080
Lage H	78 480	78 480	76 070	75 550	81 700	79 450	75 350	74 850	76 910	84 820
Tiefe (m)	3 – 6	3 – 6	30	30	4	20	46 – 65			10
Geologie *	Quartär	Quartär	Quartär	Quartär	Quartär	krt	krsa4	krca1	krsa4	krlu-m
Entnahmedatum	Juni '67	Juli '86	April '87	Juli '86	Juli '86	April '87	Juli '86	April '89	Febr. '65	Juli '86
Temperatur (°C)		12	13,5	14,6	12,3	17,5	12,2	12,0		14,0
Leitfähigkeit (µS/cm)		964	608	550	1 226	625	614	551		673
pH		7,5	7,4	6,3	7	6,9	6,9	7,5		7,9
Gesamthärte (°d)	12,9	14,8	14,6	11,3	26,4	16,8	17,8	14,0	10,2	7,1
Härtebereich nach Waschmittelgesetz	2	3	3	2	4	3	3	2 – 3	2	2
Carbonathärte (°d)	1,4	9,6	16,6	12,7	10,9	14,3	13,2	14,6	5,1	6,7
Na ⁺ (mg/l)	33	39,6	9,16	7,75	45,2	11,2	4,51	20,2	10	33,3
K ⁺ (mg/l)	154	42,8	22,0	19,2	92,8	3,03	2,62	3,26	2	64,2
Mg ²⁺ (mg/l)	14	8,23	9,97	9	17,9	3,08	4,33	8,68	< 0,1	10,3
Ca ²⁺ (mg/l)	63	92	87,7	65,5	159,0	115	120	85,8	73	33,4
Mn ²⁺ (mg/l)	< 0,2	0,003	0,002	0,002	< 0,002	< 0,001	0,106	0,003		< 0,001
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0,05	0,01	0,143	0,143	< 0,001	0,010	0,017	< 0,002	0,32	0,142
Cl ⁻ (mg/l)	117	92	14	13	99	34	39	19,2	53	41
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	31	208	360	277	238,0	311	287	317	110	146
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	268	83,2	13,1	4,6	282,0	31,6	37,6	8,0	36	74,1
NO ₃ ⁻ (mg/l)	52	20	5	4	90	5	7	< 1	6	12
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	738	585,8	521,1	400,2	1 023,9	513,92	502,2	462,1	290,3	414,4

* Erl. der Symbole s. geologische Karte

wiesen. Beispielsweise zeigten sich westlich Donsels Holz (R 70 320, H 78 480, Tab. 10: Analysen 1a und 1b) bei Beprobungen eines Brunnens in den Jahren 1967 und 1986 Chloridwerte von 117 und 92 mg/l. Hiermit verbunden sind erhöhte Konzentrationen von Natrium und Kalium. Dies deutet auf ein Austauschwasser hin, welches durch an Störungen aufsteigende chlorid- und sulfatreiche Tiefengrundwässer (vgl. Kap. 7.3.2) gebildet wird. Das Ion Calcium wird dabei durch die Ionen Kalium und Natrium ersetzt. Ähnliche Austauschvorgänge treten auch häufig in tonreichen Gesteinen auf, wobei das im Wasser gelöste Calcium durch die im Kristallgitter der Tonmineralien eingebauten Ionen Kalium, Natrium und Magnesium ersetzt wird. Analyse 5 zeigt ein durch anthropogene Verunreinigung beeinflusstes Grundwasser. Hierauf deuten einerseits der erhöhte Gesamtlösungsinhalt von 1023,9 mg/l sowie die erhöhten Konzentrationen von Sulfat und Nitrat hin.

Die Werte für Eisen liegen im Grundwasserleiter des Quartärs bereichsweise über dem in der Verordnung über Trinkwasser und über Wasser für Lebensmittelbetriebe (TrinkWV, in der Fassung vom 23. Januar 1991) angegebenen Grenzwert von 0,2 mg/l. Unter Zutritt von Sauerstoff oder bei pH-Wert-Verschiebungen – zum Beispiel infolge Waschmittelzusatz – kann das gelöste Eisen als Eisencarbonat oder Eisenhydroxid ausgefällt werden, was zur Verockerung des Leitungsnetzes und Braunfärbung des Waschwassers führt.

Die Grundwässer aus der kalkigen und mergeligen Fazies des Cenomans, Turons (Analyse 5) und Coniacs sind calciumhydrogenkarbonatisch geprägt. Der Anteil an Magnesium, Eisen und Nitrat ist im allgemeinen gering. Die Analysen 6 bis 8 stehen beispielhaft für Wässer aus der sandigen Fazies des Santons und Campans. Es handelt sich um Hydrogencarbonat-Sulfat-Chlorid-Wässer mit deutlicher Vormacht von Calcium und Hydrogencarbonat. Die Gesamthärten liegen im Härtebereich 2 bis 3. Analyse 9 ist ein Beispiel für durch Ionenaustausch mit dem umgebenden Gestein gebildetes Austauschwasser. Das Wasser entstammt den Ton- und Tonmergelsteinen des Unter- und Mittelalbs.

In allen Grundwasserleitern muß in Oberflächennähe bereichsweise mit erhöhten Nitratgehalten infolge anthropogener Verschmutzung gerechnet werden.

7.5 Grundwassernutzung

Im Blattgebiet gibt es drei Wasserwerke der öffentlichen Wasserversorgung – die Wasserwerke Gronau, Epe (mit den Brunnenanlagen Epe und Epe-Süd) und Heek. Die Brunnen der Wassergewinnungsanlagen Gronau, Epe und Epe-Süd sind in den quartärzeitlichen Sanden der Dinkelrinne verfiltert. Die bis zu 127 m tiefen Brunnen des Wasserwerks Heek fördern das Wasser aus Sandmergelsteinen des Untercampans und Obersantons.

Die bewilligten Wasserrechte der öffentlichen Wasserversorgung belaufen sich für die Wasserwerke Gronau und Epe auf zusammen 3,7 Mio. m³/a, für das Wasserwerk Heek liegen sie bei 1,2 Mio. m³/a. Östlich von Nienborg ist die Errichtung eines weiteren Wasserwerks, dessen Kapazität bei 1,5 Mio. m³/a liegen soll, in Planung. Zu den Entnahmemengen sind noch die bewilligten Wasserrechte zahlreicher Einzelversorger hinzuzurechnen. Detaillierte Angaben hierzu sind Blatt L 3908 Ahaus (1981) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 zu entnehmen.

8 Ingenieurgeologie

(B. GROSS-DOHME)

Im Blattgebiet treten Gesteine der Unter- und der Oberkreide sowie Lockergesteine des Quartärs zutage. Kretazische Gesteine stehen im Norden und Nordosten sowie im Südwesten des Blattgebiets an der Geländeoberfläche an; im überwiegenden Teil werden die Festgesteine aber von Lockersedimenten des Quartärs bedeckt. Die weiteste Verbreitung haben dabei die Talsande der Oberen Niederterrasse (Pleistozän) sowie die den Talsanden aufsitzenden Uferwälle, die dem Verlauf von Dinkel, Hornebecke und Goorbach folgen. Flugsande des Pleistozäns und Holozäns sind häufig als dünner Schleier oder 1 – 2 m mächtige Deckschicht über älteren Gesteinen zu finden. Stellenweise sind Flugsande auch zu Dünen oder Dünenfeldern aufgeweht. Holozäne Bach- und Flußsedimente sind meist eng an die Dinkel und andere, kleinere Bäche gebunden, finden sich aber auch abseits davon in Bereichen, wo die zugehörigen Gewässer nach künstlichen Eingriffen verschwunden sind.

Die Mächtigkeit der quartären Schichten liegt zwischen wenigen Zentimetern und bis zu 40 m dort, wo sich während des Pleistozäns Rinnensysteme in den präquartären Untergrund eingeschnitten haben.

8.1 Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten

Im folgenden wird eine ingenieurgeologische Beschreibung der im Blattgebiet vorkommenden Fest- und Lockergesteine gegeben. Dabei werden Gesteine mit annähernd gleichem stofflichem Aufbau und ähnlichen bodenphysikalischen Eigenschaften zusammengefaßt.

Als bodenmechanische Kennwerte werden die Bodenklassen nach DIN 18300, die Bodengruppen nach DIN 18196 und jeweils eine Größenordnung für die Steifemoduli E_s angegeben. Es handelt sich bei diesen Kenngrößen um Erfahrungswerte, die je nach Materialzusammensetzung, Wassergehalt und anderen äußeren Bedingungen variieren können.

Allgemein gilt, daß zu den ingenieurgeologischen Verhältnissen aufgrund des Kartenmaßstabes nur generelle Angaben gemacht werden können, bei konkreten Baumaßnahmen sind Spezialuntersuchungen daher unverzichtbar.

8.1.1 Gesteine der Unterkreide

Unterkreide-Gesteine kommen nur in einem schmalen Streifen am nördlichen Rand des Blattgebiets, zwischen Epe und dem Fürstenbusch, vor. Dort sind die Unterkreide-Schichten aus den Stufen Berrias bis Oberalb in zumeist kleinen Flächen unmittelbar an der Geländeoberfläche beziehungsweise unter geringmächtiger quartärer Bedeckung zu finden. Ihr Vorkommen gehört zur Südflanke des Gronauer Sattels und ist durch mehrere Verwerfungen tektonisch stark gestört.

Bei den Gesteinen der Unterkreide handelt es sich überwiegend um unterschiedlich carbonathaltige Tonsteine mit wechselnden Sand- und Schluffgehalten. Lediglich der

Gildehaus-Sandstein des Hauterives ist als reiner Sandstein ausgebildet. Der Rothenberg-Sandstein (Apt/Alb), der im Ochtruper Raum (TK 25: 3709 Ochtrup) als mächtiger Sandsteinkörper zu finden ist, kommt im Blattgebiet nur noch in seiner tonigen Randfazies vor. Diese Randfazies besteht aus sandigen Tonsteinen mit Einlagerungen von zum Teil konglomeratischen Sandsteinbänken. Für den so ausgebildeten Rothenberg-Sandstein treffen daher die folgenden Aussagen zu den Eigenschaften der Unterkreide-Tonsteine weitgehend ebenso zu.

Unter Verwitterungseinfluß verändern die überwiegend feinkörnigen Sedimente ihre Festigkeitseigenschaften. So sind die obersten oberflächennahen 1–3 m der Abfolge meist aufgelockert und zum Teil stark entfestigt. Diese Verwitterungsschicht besteht aus steifen bis halbsteifen, teilweise schluffig-sandigen Tönen mit mehr oder minder entfestigten Gesteinsbruchstücken. Derartige entfestigte Zonen der Festgesteine finden sich teilweise auch in Bereichen mit mächtigerer Bedeckung durch quartäre Sedimente.

Die Tragfähigkeit der Schichten nimmt zur Tiefe hin zu. Das unverwitterte Gestein ist gut tragfähig und für Gründungen aller Art geeignet. Aufgrund der zum Teil geringen Wasserdurchlässigkeit sowohl des verwitterten als auch des unverwitterten Gesteins kann es allerdings zu Staunässebildungen kommen, denen durch geeignete Drainagemaßnahmen entgegenzuwirken ist.

Bei einfachen Gründungen in der frost- und wasserempfindlichen Verwitterungsschicht sind Streifen- und Plattenfundamente anzuwenden. Bei setzungsempfindlichen beziehungsweise größeren Bauwerken empfiehlt sich ein Ausräumen der Verwitterungsschicht und ihr Ersatz durch geeignetes Material oder eine Gründung in den unterlagernden, tragfähigen, unverwitterten Festgesteinen.

Der Gildehaus-Sandstein (Hauterive), der den Kamm des Eper Berges bildet, ist im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen tonigen Unterkreide-Schichten ein zum Teil nur schwach verfestigtes oder völlig unverfestigtes Gestein aus schlecht sortiertem Mittel- bis Grobsand mit Fein- und Mittelkieslagen.

Die Gesteine der Unterkreide sind aufgrund ihres hohen geologischen Alters und ihrer Diagenese dicht gelagert und hoch konsolidiert. Sie sind gut tragfähig und daher für Gründungen jeder Art geeignet.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 4 – 5 (mittelschwer bis schwer lösbar)
Bodengruppe nach DIN 18 196:	TA, TM, TL
Steifemodul E_S :	15 – 30 MN/m ²
(alle Angaben für die Verwitterungszone)	

8.1.2 Fest- und Lockergesteine der Oberkreide

Gesteine der Oberkreide bilden bis auf den äußersten Norden den mesozoischen Untergrund des Blattgebiets.

Im Blattgebiet sind die Oberkreide-Stufen vom Cenoman bis zum Untercampan ausgebildet. Die weiteste Verbreitung haben Gesteine des Obersanton und des Untercampan, während Cenoman- bis Mittelsanton-Schichten nur lückenhaft im Norden und Westen des Blattgebiets aufgeschlossen sind.

Westlich der Ahauser Aa, im Gebiet Hoher Esch – Ahle, in der Ammerter Mark und in der Weinerbauerschaft in der nordwestlichen Blattgebietsecke bilden die dort jeweils oberflächennah anstehenden Oberkreide-Schichten flache Höhenrücken.

Bei den kleinräumig zutage tretenden Cenoman- bis Untersanton-Schichten handelt es sich teilweise um Tonmergel- und Mergelsteine, teilweise auch um Mergelkalk- und Kalksteine. Im Obersanton und Untercampan herrschen feinsandige Mergelsteine vor, die durch wechselnde Feinsandgehalte faziell differenziert sind. So lassen sich Bereiche mit vorwiegend sandarmen, schluffigen Tonmergelsteinen (Tonmergelsteinfazies), Sandmergelsteinen (Sandmergelsteinfazies) sowie weitgehend unverfestigten, gleichkörnigen, zum Teil schwach mergeligen Feinsanden (Feinsandfazies) unterscheiden. Im Nordostteil des Blattgebiets treten zudem arenitische Kalksteine (Kalkarenitfazies) auf (vgl. Abb. 4).

Alle im Blattgebiet verbreiteten, nicht sandigen Oberkreide-Gesteine weisen ähnliche Eigenschaften auf. Die unverwitterten, tonigen Festgesteine sind gut tragfähig. Aufgrund der zum Teil geringen Wasserdurchlässigkeit kann es hier allerdings zu Staunässebildungen kommen, denen durch geeignete Drainagemaßnahmen entgegenzuwirken ist. Die tonigen Festgesteine besitzen eine oft 1–3 m mächtige Verwitterungszone, die mit der Verwitterungsschicht der tonigen Unterkreide-Schichten aus ingenieurgeologischer Sicht zu vergleichen ist. Für Gründungen gilt demzufolge das in Kapitel 8.1.1 Gesagte.

Die nur teilweise verfestigten Sand- beziehungsweise Sandmergelsteine des Obersantons und Untercampans besitzen eine hohe Lagerungsdichte und einen hohen Konsolidierungsgrad. Sie stellen daher im allgemeinen einen unproblematischen Baugrund dar, der für Gründungen aller Art geeignet ist.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	4 – 5 (mittelschwer bis schwer lösbar)
Bodengruppe nach DIN 18 196:	TA, TM, TL
Steifemodul E_S :	15 – 30 MN/m ²
(alle Angaben für die Verwitterungszone)	

8.1.3 Lockergesteine des Quartärs

Die Grundmoräne kommt im Blattgebiet nur im Nordosten sowie westlich und südwestlich von Epe oberflächennah vor. Sie besitzt im Schnitt Mächtigkeiten von 2–3 m, maximal bis zu 5 (im Nordosten) beziehungsweise 8 m (westlich Epe). Die heterogen aufgebaute Grundmoräne setzt sich vorwiegend aus Schluff mit wechselnden Anteilen von Ton, Sand und Kies sowie einzelnen Blöcken zusammen. An der Oberfläche ist das Material entkalkt (Geschiebelehm), in größerer Tiefe jedoch kalkhaltig (Geschiebemergel).

Aufgrund der Vorbelastung durch das saalezeitliche Inlandeis ist die Grundmoräne zumeist gut konsolidiert und daher wenig verformbar. Flachgründungen auf Streifen- und Einzelfundamenten oder Platten sind möglich. Besondere Gründungsmaßnahmen sind nur bei hohen und konzentrierten Lasten erforderlich. Wegen der Wasserempfindlichkeit und der geringen Durchlässigkeit des bindigen Materials ist bei der Anlage von Tiefgeschossen auf eine gute Baugrubenentwässerung zu achten. Wegen Frostempfindlichkeit sollte die Gründungstiefe mindestens 1,10 m unter Gelände liegen.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 4 (mittelschwer lösbar)
bei hohem Steingehalt:	Kl. 5 (schwer lösbar)
Bodengruppe nach DIN 18 196:	GU, SU, ST, GT
Steifemodul E_S :	15 – 40 MN/m ²

Nachschüttssand als pleistozäne Schmelzwasserablagerung kommt im Blattgebiet nur im Nordosten oberflächennah vor. Er erreicht dort Mächtigkeiten von maximal 2–3 m. Der Nachschüttssand ist in der Regel ein schwach feinkiesiger Mittel- bis Grobsand, der mit Fein- und Mittelsand wechsellagert. Er ist mitteldicht gelagert und für Gründungen mit Einzel-, Streifen- und Plattenfundamenten geeignet.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 3 (leicht lösbar)
Bodengruppe nach DIN 18 196:	SE, SW, SI
Steifemodul E_S :	50 – 60 MN/m ²

Die sandigen Bach- und Flußsedimente der Weichsel-Kaltzeit – Älteste *Dryas*-Schichten, Talsand, Uferwall und Untere Niederterrasse – prägen entscheidend die Oberflächengestalt des Blattgebiets. Besonders markant ist die von den Talsanden gebildete, weit ausgedehnte, flache „Talsandebene“ mit den ihr aufsitzenden Uferwällen, die Dinkel, Goorbach und Hornebecke begleiten. Die übrigen weichselzeitlichen Bach- und Flußablagerungen kommen demgegenüber nur vereinzelt oberflächennah vor. Die ebenfalls weichselzeitliche Sand-Schluff-Wechselfolge, bei der Sande mit zum Teil feinsandigen Grobschluffen wechsellagern, ist nur sehr kleinräumig an der Geländeoberfläche aufgeschlossen und hat deshalb ingenieurgeologisch kaum Bedeutung. Sie wird daher mit den sandigen Ablagerungen zusammengefaßt.

Die vier zuvor genannten Kartiereinheiten setzen sich im wesentlichen aus Fein- und Mittelsanden zusammen. Sie können wechselnde Anteile feinerer (Schluff) und gröberer (Grobsand, selten Feinkies) Komponenten enthalten. Die Schichten zeigen aus bodenmechanischer Sicht ähnliche Eigenschaften. Sie sind mitteldicht gelagert und für Gründungen mit Einzel-, Streifen- und Plattenfundamenten geeignet. Bei hochstehendem Grundwasser, wie es in weiten Teilen des Blattgebiets zu erwarten ist, sollte entweder in entsprechender – grundwasserfreier – Höhe gegründet oder der Grundwasserspiegel während der Bauphase abgesenkt werden. Keller, die unterhalb des höchsten zu erwartenden Grundwasserstandes liegen, sind abzudichten und gegen Auftrieb zu schützen.

Bindige Einschaltungen, wie sie vor allem in der Sand-Schluff-Wechselfolge und gelegentlich in den Ältesten *Dryas*-Schichten vorkommen, können vor allem bei setzungsempfindlichen Bauwerken wegen Wasser- und Frostempfindlichkeit dieser schluffigen Gesteine eine Bodenverbesserung beziehungsweise eine Tiefgründung erforderlich machen.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 3 (leicht lösbar) Kl. 4 (mittelschwer lösbar), bei $U \geq 15 \%$
Bodengruppe nach DIN 18 196:	SE, SU, SU
Steifemodul E_S :	30 – 50 MN/m ² 10 – 30 MN/m ² , bei $U \geq 15 \%$

Mit den durch periglaziale Umlagerungsprozesse entstandenen Fließerden ist wohl an allen Erhebungen des Blattgebiets zu rechnen; in Mächtigkeiten über 2 m sind sie aber nur am Südhang des Eper Berges und zwischen Hornebecke und dem nordöstlichen Rand des Blattgebiets nachgewiesen. Der durch flächenhafte Abschwemmprozesse im Holozän entstandene Schwemmlehm ähnelt in seiner Petrographie und Genese den Fließerden. Schwemmlehm wurde im Blattgebiet nur in einer flachen Tal-

mulde im Bereich der Weinerbauerschaft in nennenswerter Mächtigkeit nachgewiesen. Als Baugrund spielt er daher keine Rolle und wird mit den Fließerden zusammengefaßt.

Fließerden und Schwemmlehm bestehen aus mittelsandigen Feinsanden mit Ton-, Schluff-, Kies- und Steinbeimengungen. Die heterogen aufgebauten Ablagerungen sind unterschiedlich, oft nur mäßig konsolidiert und durchweg frostempfindlich. Setzungsempfindliche Bauwerke erfordern besondere Gründungsmaßnahmen wie zum Beispiel Plattenfundamente; Gründungen in den unterlagernden – besser tragfähigen – Schichten oder Bodenaustausch sind bei nur geringmächtig ausgebildeten Fließerden (Schwemmlehm) angebracht.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 4 (mittelschwer lösbar)
Bodengruppe nach DIN 18 196:	SU, SU, ST, SE
Steifemodul E_S :	10 – 30 MN/m ² (Fließerde) 8 – 15 MN/m ² (Schwemmlehm)

Windablagerungen des Pleistozäns und Holozäns überdecken zum Teil als Dünen (Ältere und Jüngere Dünen), zum Teil als über 2 m mächtige Decke aus Flugsand, oft aber nur als geringmächtiger Schleier weite Teile des Blattgebiets. Dünen und Flugsand bestehen aus gleichkörnigen Feinsanden, die aufgrund ihrer äolischen Entstehung locker, in tieferen Abschnitten zum Teil mitteldicht gelagert sind.

Bei geringer Einbindetiefe sind bei diesem Baugrund eine vorherige Verdichtung der freigelegten Fundamentsohle sowie eine Gründung mit untereinander verbundenen und konstruktiv bewehrten Streifenfundamenten zu empfehlen. Bei größeren Bauwerkslasten ist, soweit möglich, eine Gründung in den unterlagernden – besser tragfähigen – Schichten ratsam.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 3 (leicht lösbar)
Bodengruppe nach DIN 18 196:	SE
Steifemodul E_S :	30 – 40 MN/m ²

Zur Gruppe der tonig-schluffigen bis sandigen, holozänen Talauenablagerungen werden die verschiedenen Varietäten von Auensand und Auenlehm zusammengefaßt. In fast allen Bachtälern des Blattgebiets findet man Auenablagerungen von zumeist 1–2 m, in der Dinkelniederung auch bis zu 5 m Mächtigkeit. Diese Talauensedimente sind überwiegend als schwach mittelsandige Feinsande mit Schluff- und Tonanteilen sowie humosen Einschaltungen ausgebildet (= Auensand). Stellenweise verzahnt sich der Auensand mit schluffig-tonigen Sedimenten, den Auenlehmen. Diese feinkörnigen Ablagerungen sind zumeist weniger mächtig als die gröberkörnige Variante. Zwischen Auensand und Auenlehm gibt es gleitende Übergänge (lehmiger Auensand).

Wegen ihres geringen geologischen Alters sind Auensedimente nur schwach konsolidiert. Aufgrund ihrer genetischen Bindung an Bachläufe und Bachauen weisen sie zudem fast immer einen hohen Grundwasserstand auf. Bei der vor einer Bebauung notwendigen Verdichtung ist auf einen ausreichenden Abstand zum Grundwasser zu achten, da wassergesättigte Sande beim Einsatz von Schwingrüttlern zur Bodenverdichtung in den Fließzustand übergehen können. Setzungsempfindliche Bauwerke erfordern in den wenig tragfähigen, wasser- und frostempfindlichen Auensedimenten besondere Grün-

dungsmaßnahmen wie zum Beispiel Plattenfundamente. Bei mächtigeren Torfeinlagerungen, wie sie in den Auensedimenten recht häufig vorkommen, ist Bodenaustausch beziehungsweise die Gründung in unterlagernden, besser tragfähigen Schichten notwendig. Vor Baumaßnahmen in Auensedimenten sind immer Baugrunduntersuchungen erforderlich.

	Auensand, sandig	Auenlehm
Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 3	Kl. 4
Bodengruppe nach DIN 18 196:	SE, SU, SU	SU, UL
Steifemodul E_s :	20 – 40 MN/m ²	10 – 30 MN/m ²

Moorbildungen wie Niedermoor und Anmoor findet man im Blattgebiet an grundwassernahen Standorten – vor allem in der Dinkelniederung. Das Amtsvenn im Westen des Blattgebiets ist ein ehemaliges, heute weitgehend trockengelegtes und abgetorfes Hochmoor. Die organischen Böden bestehen aus Moorerde, humosem Schluff und schluffig-tonigem, zum Teil feinsandigem Torf. Die Mächtigkeit der Moorbildungen liegt zwischen wenigen Dezimetern beim Anmoor und bis zu 2,5 m beim Niedermoor.

Aufgrund ihres hohen Gehalts an organischer Substanz und Wasser weisen die Moorböden häufig eine weiche bis breiige Konsistenz auf, sind hoch kompressibel, sehr wasser- und frostempfindlich. Die in ihnen gespeicherten Wässer können betonaggressiv sein.

Für Baumaßnahmen auf Moorbildungen sind stets umfangreiche Sondermaßnahmen, zum Beispiel vollständiger Bodenaustausch oder Tiefgründung, erforderlich. Bei Überschüttung, zum Beispiel im Verkehrswegebau, ist mit starken und ungleichmäßigen Setzungen zu rechnen, und es besteht Grundbruchgefahr.

Bodenklasse nach DIN 18 300:	Kl. 2 (fließfähiger Boden) Kl. 3 (leicht lösbar), bei ausgetrocknetem Torf
Bodengruppe nach DIN 18 196:	OH, HN, HZ
Steifemodul E_s :	1 – 3 MN/m ²

Künstliche Aufschüttungen aus Abraum, Erdaushub, Bauschutt und Müll nehmen im Blattgebiet flächenmäßig einen relativ kleinen Raum ein.

In Bereichen, in denen die natürlich anstehenden Schichten nicht tragfähig sind, wurde zum Teil durch Aufschüttungen oder Auffüllungen ein künstlicher Baugrund geschaffen. Solche Flächen, die in der geologischen Karte undifferenziert zu den künstlichen Aufschüttungen gestellt werden, sind aus bodenmechanischer Sicht unbedenklich.

Bei den restlichen Aufschüttungen und Auffüllungen ist eine Bebauung nur bei entsprechender Eignung des Materials – gegebenenfalls nach einer speziellen Vorbehandlung – möglich. Es ist zu prüfen, ob das Korngerüst stabil ist, ob infolge fortdauernder Stoffumsetzungen mit Sackungen zu rechnen ist und ob schädliche Emissionen von den künstlichen Aufschüttungen ausgehen. In jedem Fall ist eine ingenieurgeologische und eventuell auch eine chemische Spezialuntersuchung der Bauplanung voranzustellen.

8.2 Allgemeine Hinweise

Die Belastbarkeit des Baugrundes ist sowohl von den Baugrundeigenschaften als auch von den abzutragenden Lasten des geplanten Bauwerks abhängig. Bei konkreten Bau-

vorhaben sind daher immer spezielle Baugrunduntersuchungen notwendig. Erst genaue Kenntnisse des Schichtenaufbaus, des Grundwasserstandes sowie der anfallenden Bauwerkslasten lassen zuverlässige Aussagen über eine zweckmäßige Gründung zu. Besonders die in weiten Teilen des Blattgebiets anzutreffenden hohen Grundwasserstände erfordern spezielle Vorkehrungen bei der Bauwerksgründung. Bei Gründungsarbeiten unterhalb der Grundwasseroberfläche muß diese abgesenkt werden. Im Grundwasserbereich liegende Keller und Tiefgeschosse müssen bis zum höchstmöglichen Grundwasserstand abgedichtet und gegen Auftrieb bewehrt werden. Angaben zu Grundwasserständen und -ganglinien können beim Landesumweltamt, Essen (früher Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf), erfragt werden.

Bei Flachgründungen, insbesondere in bindigen Lockergesteinen, ist prinzipiell auf eine frostfreie Gründungstiefe von etwa 1,10 m unter Geländeoberfläche zu achten. Dies sollte erforderlichenfalls durch Aufschüttungen erreicht werden. Werte für die Fundamentdimensionierung beziehungsweise die zulässigen Sohlspannungen können anhand der DIN 1054 festgelegt werden. Weiterhin wird auf die DIN 4095 sowie die zusätzlichen technischen Vorschriften und Richtlinien für Erdarbeiten im Straßenbau (Bundesminister für Verkehr, Abteilung Straßenbau, 1976) hingewiesen.

Das Blattgebiet liegt nach der Karte der Erdbebenzonen der DIN 4149 in der Zone 0. In dieser Zone ist nach bisherigen Erfahrungen nicht mit nennenswerten Erdbebenschäden zu rechnen.

9 Böden

(W.-G. SCHRAPS)

Die Bodenverhältnisse des Blattgebiets sind ausführlich auf Blatt L 3908 Ahaus (1974) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dargestellt. Abbildung 12 zeigt diese Darstellung in generalisierter Form. Die vorkommenden Böden sind dazu in zehn durchnummerierten Bodeneinheiten zusammengefaßt worden. In der folgenden Beschreibung lassen sich die jeweils genannten Bodentypen über die in Klammern nachgestellten Nummern den entsprechenden Bodeneinheiten in Abbildung 12 zuordnen. Als Kriterien zur Abgrenzung dieser Einheiten dienen vorrangig das geologische Ausgangssubstrat, der Bodentyp, die Bodenart sowie die Wasserverhältnisse; jedoch wurden auch bodenphysikalische und bodenchemische Parameter einbezogen.

Für die Entwicklung der Böden ist das geologische Ausgangssubstrat von wesentlicher Bedeutung. Die Böden des Blattgebiets lassen sich daher nach den übergeordneten geologischen Einheiten vier Bodenlandschaften zuordnen.

Gesteine der Kreide-Zeit spielen im Blattgebiet aus bodenkundlicher Sicht flächenmäßig nur eine untergeordnete Rolle (Kap. 9.1 und 9.2). Auch dort, wo sie oberflächennah anstehen, werden sie häufig noch von geringmächtigen Deckschichten des Pleistozäns und Holozäns überlagert, aus denen sich die Böden entwickelten. Die Gesteine der Kreide-Zeit beeinflussten die Bodenentwicklung jedoch durch ihre Nährstoffgehalte und ihre Stauwirkung auf das Sickerwasser. Da nur wenige Dezimeter mächtige Deckschich-

ten in der geologischen Karte nicht dargestellt sind (vgl. Kap. 3.7), können bei der Beschreibung der bodenbildenden Sedimente Abweichungen gegenüber der Darstellung in der geologischen Karte auftreten.

Die Mehrzahl der Böden des Blattgebiets ist aus Ablagerungen des Pleistozäns (Kap. 9.3) und Holozäns (Kap. 9.4) hervorgegangen. Die größte Verbreitung besitzen Böden aus fluviatilen Sedimenten der Oberen Niederterrasse, der Uferwälle (Pleistozän) sowie aus den durch äolische Umlagerungen entstandenen Flugsanden (Pleistozän bis Holozän). Eine ebenfalls größere Bedeutung haben die Böden aus Ablagerungen in den Bach- und Flußtälern sowie die Niedermoore (Holozän).

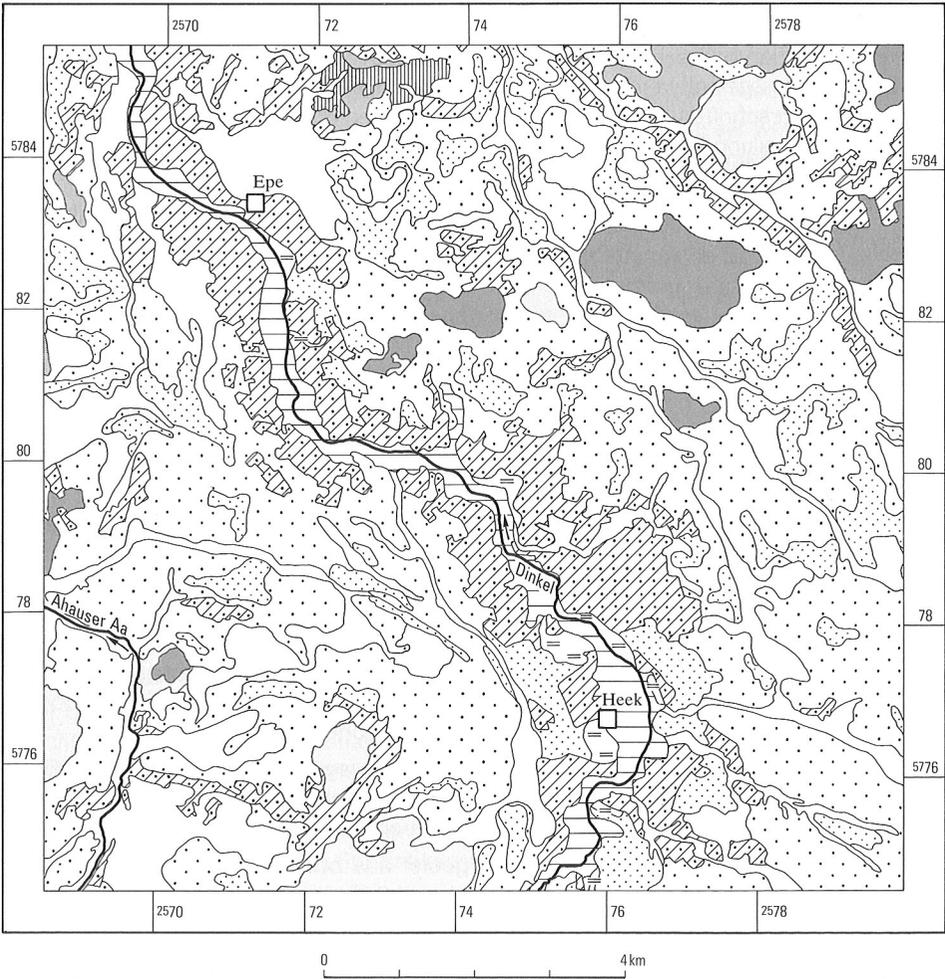


Abb. 12 Bodenkundliche Übersicht



kiesiger Sand bis kiesiger lehmiger Sand,
z. T. Sandstein, >20 dm, z. T. 8 – 12 dm unter Flur humos



Fein- bis Mittelsand 10 – >20 dm,
z. T. bis 8 dm unter Flur humos
steiniger stark sandiger bis sandiger Lehm



steiniger stark sandiger bis sandiger Lehm, z. T.
lehmiger Ton, 10 – >20 dm, z. T. bis 8 dm unter Flur humos
Tonmergel-, Sandmergel- und Kalkmergelstein



Sand bis steiniger lehmiger Sand 3 – 10 dm
steiniger sandiger Lehm, übergehend in Ton und Tonstein



steiniger schwach lehmiger Sand bis lehmiger Sand,
z. T. stark sandiger Lehm, 3 – 10 dm, z. T. humos
steiniger sandiger Lehm, übergehend in Tonmergel-,
Sandmergel- und Kalkmergelstein



schwach lehmiger bis stark lehmiger Sand 3 – 10 dm,
z. T. stark humos
Sand, z. T. kiesig



lehmiger Sand bis stark sandiger Lehm 3 – 8 dm,
z. T. humos
Sand



Fein- bis Mittelsand 10 – >20 dm, z. T. bis 8 dm humos
steiniger sandiger Lehm, z. T. übergehend in Ton-,
Tonmergel- oder Sandmergelstein



Niedermoororf 4 – 10 dm
Sand



humoser Sand bis lehmiger Sand 4 – 12 dm
Sand 8 – >16 dm
steiniger stark sandiger Lehm bis sandiger Lehm

Braunerde-Podsol, z. T. Plaggenesch (1),
aus kiesigem Sand und Sandstein (Unterkreide)

Podsol und Gley-Podsol, z. T. Plaggenesch oder
Podsol-Gley (2),

aus Flugsand (Pleistozän und Holozän), Talsand oder
Uferwallanden (Pleistozän), z. T. über Geschiebelehm
(Pleistozän)

Pseudogley, z. T. Plaggenesch (3),

aus Tonmergel-, Sandmergel- und Kalkmergelstein (Ober-
kreide) und Geschiebelehm (Pleistozän), meist über
Tonmergel- oder Kalkmergelstein (Oberkreide)

Pseudogley, z. T. Podsol-Pseudogley, stellenweise
Braunerde-Pseudogley (4),

aus Tonstein (Unterkreide), Geschiebedecksand und Ge-
schiebelehm oder Fließerde (Pleistozän), meist über Tonstein
(Unterkreide), z. T. mit geringmächtiger Flugsanddecke
(Holozän)

Pseudogley, z. T. Plaggenesch oder Pseudogley-
Gley (5),

aus Sandmergelstein und mergeligem Feinsand (Oberkreide)
oder Geschiebedecksand oder Geschiebelehm oder Talsand
(Pleistozän) über Tonmergel-, Sandmergel- und Kalkmergel-
stein oder mergeligem Feinsand (Oberkreide)

Brauner Auenboden, z. T. Auengley, Anmoorgley
oder Niedermoor (6),

aus Flußablagerungen (Holozän) über Talsand (Pleistozän)

Gley, Naßgley, Anmoorgley, z. T. Plaggenesch (7),

aus Bachablagerungen (Holozän) über Talsand (Pleistozän)

Podsol-Gley, z. T. Gley, Gley-Podsol oder Plaggen-
esch (8),

aus Flugsand (Pleistozän und Holozän) und Talsand (Pleisto-
zän), z. T. über Geschiebelehm (Pleistozän), darunter z. T.
ältere Sedimente (Kreide)

Niedermoor, z. T. Moorgley (9),

aus Niedermoororf (Holozän) über Flugsand (Pleistozän und
Holozän) und Talsand (Pleistozän)

Plaggenesch über Podsol, Braunerde oder
Pseudogley (10),

aus Flugsand (Pleistozän und Holozän), Talsand und Ufer-
wallanden (Pleistozän), z. T. über Geschiebelehm
(Pleistozän)

9.1 Böden aus Sedimenten der Unterkreide

Sandige Ablagerungen der Unterkreide treten nur als Einzelvorkommen nordöstlich von Epe am Eper Berg (Gemarkung „Am Berge“) auf. Tonige Unterkreide-Schichten kommen als bodenbildende Substrate ebenfalls am Eper Berg und im Nordosten des Blattgebiets im Fürstenbusch unmittelbar an der Oberfläche oder unter geringmächtigen Deckschichten des Quartärs vor.

Aus den nur verfestigten kiesigen Sanden des Gildehaus-Sandsteins haben sich Braunerde-Podsole (Bodeneinheit 1) gebildet. Es sind Böden mit geringer Sorptionsfähigkeit und geringer nutzbarer Wasserkapazität. Zur Optimierung dieser Eigenschaften wurden die Böden stellenweise durch Plaggendüngung verbessert. Sie liegen heute als Plaggengesche (1) mit einer humosen Deckschicht von 8–12 dm vor.

Dort, wo tonige Unterkreide-Schichten direkt an der Geländeoberfläche oder in Tiefen von weniger als 1 m unter Flur anstehen und als Staukörper wirken, haben sich Pseudogleye (4) mit Übergängen zu Braunerde-Pseudogleyen (4) entwickelt. Bei geringmächtiger Überdeckung durch sandige Sedimente des Pleistozäns (Geschiebesand, Talsand oder Flugsand) kommen dort bodentypologische Übergänge zu Podsol-Pseudogleyen (4) vor. Die Böden besitzen eine mittlere bis starke Staunässe, eine geringe bis mittlere Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe und eine geringe nutzbare Wasserkapazität. Sie werden überwiegend forstlich oder als Grünland genutzt. Ihre Bearbeitung ist aufgrund langandauernder Vernässung erschwert.

9.2 Böden aus Sedimenten der Oberkreide

Oberflächennahe Vorkommen von Gesteinen der Oberkreide (vgl. Kap. 3.5.2) konzentrieren sich im Nordosten und Südwesten des Blattgebiets. Sie bestehen aus schluffigem Tonmergelstein, zum Teil aus Sandmergelstein, mergeligem Feinsand oder auch Kalkmergelstein und Kalkstein. In vielen Fällen werden sie von Sedimenten des Pleistozäns, die die Bodenentwicklung stark beeinflussten, in unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert. Aus bodenkundlicher Sicht ist dabei häufig nicht eindeutig zu trennen, ob es sich bei dem Ausgangssubstrat der Bodenbildung um Zersatzmaterial des Kreide-Gesteins oder um bodenartlich ähnliche pleistozäne Ablagerungen (Grundmoräne mit hohem Anteil an lokalem Kreide-Material) handelt.

Aus sandigem Lehm, vereinzelt auch aus lehmigem Ton als Zersatzmaterial der ton- und schluffreicheren Oberkreide-Gesteine haben sich bei Mächtigkeiten von 10–20 dm über den darunter anstehenden Festgesteinen der Oberkreide (Kalkstein und Kalkmergelstein des Cenomans und Turons, Tonmergel- und Sandmergelstein des Obersantons) Pseudogleye (3) entwickelt. Diese Böden zeigen mittlere bis hohe Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe. Sie besitzen eine mittlere nutzbare Wasserkapazität bei meist geringen Durchlässigkeiten, so daß mittlere bis starke Staunässe bis in den Oberboden auftritt. Überwiegend handelt es sich um Grünlandstandorte. Aufgrund der Vernässung wurden die Böden vereinzelt durch Aufbringen von humosem Material zu Plaggengeschen (3) umgewandelt und dann als Ackerstandorte genutzt.

Ähnliche Böden haben sich auch entwickelt, wenn die Oberkreide-Gesteine geringere Ton- und Schluffgehalte besaßen (Sandmergelsteine oder mergeliger Feinsand des Obersantons) oder sandreichere pleistozäne Deckschichten (Geschiebedecksand, Talsand in

geringer Mächtigkeit) mit in die Bodenbildung einbezogen wurden. Pseudogleye (5) aus lehmigem Sand zeigen häufig etwas günstigere Wasserverhältnisse (mittlere Stauhöhe). Örtlich wurde hier Grundwasser bis 8 dm unter Flur (Pseudogley-Gleye) (5) festgestellt, jedoch ist eine eindeutige Trennung zwischen Grundwasserhorizonten und stark vernäßten Stauwasserhorizonten nicht immer möglich. Normalerweise stehen bei diesen Böden Ton- und Sandmergelsteine des Obersantons zwischen 10 und 20 dm unter Flur an.

9.3 Böden aus Sedimenten des Pleistozäns

Die größte Verbreitung im Blattgebiet besitzen die pleistozänen Sedimente – insbesondere der Talsand der Weichsel-Kaltzeit. Aus diesen Fein- bis Mittelsanden haben sich überwiegend Podsol-Gleye (8) entwickelt mit mittleren Grundwasserständen zwischen 4–10 dm unter Flur während der Vegetationsperioden („scheinbarer“ Grundwasserstand einschließlich Kapillarraum). Häufig ist der Talsand durch Flugsand (Pleistozän und Holozän) überlagert worden, der eine Flugsanddecke oder Dünen bildet (vgl. Kap. 9.1). Aufgrund der etwas höheren Grundwasserflurabstände haben sich in diesen Bereichen Podsole (2) und Gley-Podsole (2) entwickelt. Stellenweise tritt Ortstein auf. Die Böden besitzen insgesamt eine geringe Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe sowie eine geringe nutzbare Wasserkapazität. Meist handelt es sich um Grünlandstandorte, die nach Melioration jedoch ackerfähig sind.

Häufig sind die Böden aus Talsanden durch Plaggendüngung in Plaggengesche (2, 8, 10) umgewandelt. Ursache der Plaggendüngung war hier – neben Düngungseffekten – die Absicht, den Grundwasserflurabstand zu vergrößern und damit die Grünlandflächen in Ackerstandorte umzuwandeln.

Generell sind die pleistozänen Sande mehr als 2 m mächtig. Teilweise werden sie jedoch auch in geringerer Tiefe von Geschiebelehm oder Gesteinen der Kreide (Grundmoräne) unterlagert, die als Staukörper wirken können. In diesem Fall kommen bodentypologische Übergänge zu Podsol-Pseudogleyen (4) vor. Fehlt die Sandbedeckung und steht der Geschiebelehm an der Oberfläche an, so haben sich Pseudogleye (4) mit Übergängen zu Braunerde-Pseudogleyen (4) entwickelt. Diese Böden sind häufig mit den in den Kapiteln 9.1 und 9.2 beschriebenen Pseudogleyen vergesellschaftet, wenn Ablagerungen der Kreide-Zeit ab 1–2 m unter Flur anstehen. Die Eigenschaften der Böden sind nahezu identisch.

Eine besondere Rolle spielen die Uferwälle im Bereich des Dinkeltals. Auf diesen höhergelegenen Bereichen wurde sehr früh intensive Plaggenwirtschaft betrieben. Sie boten sich in den relativ feuchten Talsandgebieten als Ackerstandorte an. Seit dem 8. Jahrhundert ist im Münsterland Plaggendüngung nachgewiesen. Dabei sind Gras- und Heideplaggen, die zunächst als Einstreumaterial in den Ställen verwendet und teilweise auch kompostiert wurden, als Dünger auf die Felder gefahren worden. Die niedrigen pH-Werte des aufgebrachtten Materials ließen eine rasche Zersetzung nicht zu, so daß im Laufe der Jahrhunderte mächtige humose Auflagen auf den ursprünglichen Böden entstanden. Durch diese Düngung konnten jedoch Wasser- und Sorptionskapazität sowie Nährstoffversorgung der Standorte erheblich verbessert werden (SCHRAPS 1984). Die Uferwälle der Dinkel bilden geschlossene Züge von Plaggengeschen (10) mit humosen

Oberböden von 8–12 dm Mächtigkeit. Sie sind noch heute die bevorzugten Ackerstandorte des Blattgebiets.

9.4 Böden aus Sedimenten des Holozäns

Ablagerungen des Holozäns treten im Blattgebiet als Bach- und Flußablagerungen, Windablagerungen und als Moorbildungen auf. Größere Verbreitung besitzt der Flugsand, der in Form von mittelsandigem Feinsand entweder als geringmächtige Schicht den Talsand überlagert oder zu Dünen zusammengeweht wurde. Seine Mächtigkeit kann dann mehrere Meter betragen. Dünen finden sich im gesamten Blattgebiet, besonders aber im Bereich der Dinkel in Verzahnung mit den Uferwällen.



Abb. 13 Podsolabfolge im Bereich des Dinkeltals

Aus Flugsand haben sich – je nach Grundwasserflurabstand – Podsole, Gley-Podsole oder Podsol-Gleye (2) entwickelt. Auch die Podsole aus Flugsand wurden häufig durch Plaggendüngung verbessert und liegen daher heute vielfach als Plaggengesche (2) vor.

Da die Akkumulation von Flugsand – mit zeitweiliger Unterbrechung – seit dem späten Pleistozän mehr oder weniger kontinuierlich verlief, wurden während des Holozäns häufig bereits entwickelte Podsole erneut überweht. In den jüngeren Sanden bildeten sich wiederum Podsole.

Anschauliche Beispiele für derartige mehrphasige Bodenbildungen bieten Aufschlüsse in Dünen. So wurde im Bereich eines Dünenfeldes am östlichen Rand des Dinkeltals bei Heek (R 77 025, H 76 950) ein interessantes Bodenprofil mit mehreren übereinandergestaffelten Bodenentwicklungen freigelegt (vgl. Kap.3.7.1.4.5). Diese Dünengruppe liegt am Ende eines Südost – Nordwest verlaufenden Talstücks im Bereich einer Biegung. Durch die vorherrschenden nordwestlichen Winde kam es zu verstärkten Ausblasungen von Sand aus dem Flußtal. Die Flugsande verschütteten die entstandenen Böden und bewahrten sie vor Erosion. Abbildung 13 zeigt die oberen 2 m des Profils. Im Gesamtprofil wurden fünf Sedimentationsfolgen festgestellt:

wurde im Bereich eines Dünenfeldes am östlichen Rand des Dinkeltals bei Heek (R 77 025, H 76 950) ein interessantes Bodenprofil mit mehreren übereinandergestaffelten Bodenentwicklungen freigelegt (vgl. Kap.3.7.1.4.5). Diese Dünengruppe liegt am Ende eines Südost – Nordwest verlaufenden Talstücks im Bereich einer Biegung. Durch die vorherrschenden nordwestlichen Winde kam es zu verstärkten Ausblasungen von Sand aus dem Flußtal. Die Flugsande verschütteten die entstandenen Böden und bewahrten sie vor Erosion. Abbildung 13 zeigt die oberen 2 m des Profils. Im Gesamtprofil wurden fünf Sedimentationsfolgen festgestellt:

0 – 120 cm	Flugsand mit schwacher Bodenbildung: Podsol-Braunerde. Das intensiv feingeschichtete Sediment ist im oberen Profilbereich nochmals untergliedert.
> 120 – 160 cm	Flugsand mit starker Bodenbildung: Podsol. Nach dem Pollenspektrum entwickelte sich der Boden im Subatlantikum (Alter: etwa 150 v. Chr. bis 750 n. Chr.).
> 160 – 260 cm	Flugsand mit starker Bodenbildung: Podsol, starke Auflösungserscheinungen („Pantherfleckung“). Nach dem Pollenspektrum entwickelte sich der Boden am Ende des Atlantikums oder zu Beginn des Subboreals (Alter nach ¹⁴ C-Datierung: etwa 5 235 ± 140 Jahre vor 1950).
> 260 – 500 cm	Auensand mit starker Bodenbildung: Podsol-Gley mit mächtigem gebleichtem Horizont. Erlenwurzeln und Erlenpollen (58 % der Baumpollen) weisen auf hohe Grundwasserstände hin. Nach dem Gesamtpollenspektrum mit 17,6 % Kiefernpollen, fehlenden Buchenpollen und klarer Dominanz von Ulmen und Linden über Eichen ist die Bodenbildung in das Frühatlantikum einzustufen (Alter: etwa 5 500 bis 6 000 Jahre v. Chr.).
> 500 – 550 cm	Talsand mit schwacher Bodenbildung (humoser Horizont mit Ausstülpungen). Vermutetes Alter: ca. 11000 Jahre vor heute (Alleröd-Interstadial).
> 550 – 560 cm	Talsand mit sehr schwacher Bodenbildung (Bölling-Interstadial?).
Grundwasserstand: 560 cm unter Flur.	

Bach- und Flußablagerungen kommen im Tal der Dinkel, der Ahauser Aa und in einer Vielzahl von flachen Rinnen vor, die das Blattgebiet durchziehen. Im allgemeinen handelt es sich um schwach lehmige bis lehmige Sande in unterschiedlicher Mächtigkeit. Vereinzelt treten auch stark sandige Lehme auf. Je nach Grundwasserstand haben sich aus diesen Substraten Gleye (7) (mittlerer Grundwasserschwankungsbereich 4–8 dm unter Flur), Naßgleye (7) oder bei Anreicherung von organischer Substanz im Oberboden Anmoorgleye (7) (mittlerer Grundwasserschwankungsbereich 0–4 dm unter Flur) entwickelt. Die Böden besitzen geringe bis mittlere Sorptionsfähigkeit für Nähr- und Schadstoffe und mittlere bis hohe Durchlässigkeit. Aufgrund der hohen Wasserstände handelt es sich um Grünlandstandorte.

Im Tal der Dinkel treten Braune Auenböden (6) auf. In diese Bodeneinheit sind gelegentlich auch Auengleye, Anmoorgleye oder kleinere Flächen mit Niedermoor miteinbezogen. Die Böden sind durch stark schwankende Grundwasserstände (0–13 dm unter Flur) und zeitweise Überflutung gekennzeichnet.

In den Randbereichen des Dinkeltals kommen häufig Niedermoores (9), teilweise auch Moorgleye (9) vor. Die Mächtigkeit der Torfe liegt zwischen 4 und 10 dm (vereinzelt bis 25 dm) bei einem mittleren Grundwasserschwankungsbereich von 0–4 dm unter Flur.

10 Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen sind für das Blattgebiet zur Zeit rund 760 Schichtenverzeichnisse von Bohrungen und Sondierungen vorhanden. Darunter sind die beiden im folgenden aufgeführten älteren Tiefbohrungen Elly 1 und Elly 2 (Brg. 1 und 2) sowie mehrere Tiefbohrungen im Bereich des Solfeldes Epe, von denen die Solungsbohrung Epe S64 (Brg. 6) exemplarisch wiedergegeben wird. Die übrigen Bohrungen und Sondierungen haben meistens nur eine geringe Teufe erreicht. Sie enden teilweise in Ablagerungen des Quartärs, teilweise reichen sie auch bis in die oberflächennahen Kreide-Schichten hinunter. Überwiegend sind es Bohrungen zur Grundwassererschließung oder -erkundung sowie ingenieurgeologisch bearbeitete Baugrundbohrungen. Die in Kapitel 1 bereits erwähnten kartierbegleitenden Bohrungen und Sondierungen des Geologischen Landesamtes, mit Ausnahme der Handsondierungen bis 2 m Tiefe, sind in der genannten Zahl enthalten.

Nachstehend sind die Schichtenverzeichnisse einiger Bohrungen in teilweise gekürzter Form aufgeführt, um einen Einblick in Abfolge, Ausbildung und Verbreitung der Schichten zu geben, die nicht an der Geländeoberfläche anstehen oder nur unvollkommen durch Aufschlüsse zugänglich sind. Lage und entsprechende Nummern der Bohrungen sind auf der geologischen Karte angegeben.

Bohrung 1

Name: Tiefbohrung Elly 1 (= Reichsbohrung 334)
Lage: 3808 Heek; R 71 890, H 85 470; + 42 m NN
Auftraggeber: Gewerkschaft Brenner
Zweck: Erdölexplorationsbohrung im Rahmen des Reichsbohrprogramms
Bearbeiter: KÜHNE, RIEDEL (Preuß. Geol. L.-Anst.) sowie HEIDORN (Gewerksch. Brenner), BISCHOFF & WOLBURG (1963)
Bohrzeit: 1936 – 1937

- | | | |
|-------------|--|-----------------|
| – ca. 8 m | Fein- und Mittelsand, zum Teil tonig | Quartär |
| – 32,0 m | toniger Feinsandstein und Tonstein, hellgrau | Valangin |
| – ca. 150 m | Wechsellagerung von Tonstein, grau und dunkelgrau, tonigem Kalkstein, grau und dunkelgrau, Schillkalkstein („Cyrenenkalkstein“), grau, und einzelnen Sandsteinbänken; Einfallen häufig wechselnd, überwiegend 20 – 40° | Bückeberg-Folge |
| – ca. 170 m | ohne Angaben (überbohrt) | Serpulit |
| – ca. 220 m | Kalkstein, feinklastisch, dunkelgrau, und Mergelstein, dolomitisch, hellgrau, hellbraungrau, mit Gipseinlagerungen, Tonmergelstein, hellgrau | Münder-Mergel |
| – 225,5 m | konglomeratischer Tonmergelstein, dunkelgrau, grüngrau und rotviolett, mit konglomeratischen Einlagerungen aus eckigem oder wenig gerundetem Ton-, Kalk- oder Mergelstein | Malm |

– 236,5 m	Tonstein, rotbraun, und Feinsandstein, graurot und grau, teilweise mit Anhydriteinlagerungen	Unterer Buntsandstein
– 273,0 m	Dolomitstein, braungrau, mit Kalksteinlagen, grau, zahlreiche Klüfte mit Anhydrit und Gips verheilt (entspricht etwa dem Plattendolomit des Zechsteins 3)	Zechstein
– 291,8 m	Anhydrit, blaugrau, zum Teil mit Dolomitstein, graubraun, verwachsen; Einfallen häufig wechselnd, teilweise bis 60° (entspricht etwa dem Hauptdolomit und Basalanhydrit des Zechsteins 2)	„
– 302,8 m	Anhydrit, grau, mit Tonfasern, untergeordnet Tonstein, braunrot (entspricht etwa dem Braunroten Salztön, Zechstein 2, und Oberen Werra-Anhydrit, Zechstein 1)	„
----- Überschiebung -----		
– 304,2 m	Tonstein, grau, mit Gips- und Anhydriteinlagerungen, stark gestört (Ruschelzone)	Störungszone
– 337,6 m (Endteufe)	toniger Mergelstein, graugrün, mit Einlagerungen von Mergelstein, hellgelbbraun; Einfallen 5 – 10°	Oberalb

Bohrung 2

Name: Tiefbohrung Elly 2 (= Reichsbohrung 423)
Lage: 3808 Heek; R 73 140, H 85 255; + 50 m NN
Auftraggeber: Gewerkschaft Brenner
Zweck: Erdölexplorationsbohrung im Rahmen des Reichsbohrprogramms
Bearbeiter: KÜHNE, RIEDEL, SCHOTT (Preuß. Geol. L.-Anst.) sowie HEIDORN (Gewerksch. Brenner), BISCHOFF & WOLBURG (1963)
Bohrzeit: 1937 – 1938

– ca. 5 m	Feinsand und toniger Fein- bis Mittelsand	Quartär
– 75,0 m	Mergelstein, sandig, dunkelblaugrau, Tonstein, dunkelgrau, und Feinsandstein, tonig, grau; bei 50 m Einfallen 20°	Hauterive und Valangin
– 205,5 m	Tonstein, z. T. sandig, grau bis dunkelgrau, mit Einlagerungen von Schillkalkstein („Cyrenenkalkstein“); bei 95 m Einfallen 10–15°, bei 185 m 3–5°	Bückeberg-Folge
– 269,0 m	Tonstein, grauschwarz, und Kalkmergelstein, grau, mit Einlagerungen von konglomeratischem Kalkstein, hell- bis dunkelgrau, z.T. oolithisch, z.T. mit Gipsbändern; bei 240 m Einfallen ca. 10°	Serpulit
– 360,0 m	Tonstein, z.T. kalkig oder dolomitisch, grau, schwarzgrau oder graugrün, mit Einlagerungen von Mergelstein, z.T. dolomitisch, sowie mit Gips- und Anhydritlagen	Münder-Mergel

– 553,0 m	Tonstein, z.T. kalkig oder dolomitisch, grau, schwarzgrau, graugrün oder braun, häufig mit feinsandigen Einlagerungen von Mergelstein, z. T. dolomitisch, und Dolomitstein, z. T. feinsandig, sowie mit Gips- und Anhydritlagen; bei 365 m Einfallen 5 – 10°	oberer bis mittlerer Malm?
– 574,5 m	Mergelstein, sandig, dolomitisch, konglomeratisch, braunrot; Gerölle aus Tonstein, Sandstein, Kalkstein, Dolomitstein ----- Transgression und Störung -----	mittlerer Malm?
– 621,0 m	Tonmergelstein, z. T. feinsandig, grau, einzelne knollige Kalksteinlagen (Dogger δ bis ϵ) ----- Überschiebung -----	Dogger
– 651,0 m	Tonmergelstein, schwach feinsandig, glimmerführend, pyritartig, grau; flach lagernd	Mittelalb
– 670,0 m (Endteufe)	Tonstein bis Mergeltonstein, feinsandig, glimmerführend, pyritartig, dunkelgrau	Unteralb

Bohrung 3

Name: Kartierbohrung 10001, Epe, „Am Berge“
Lage: 3808 Heek; R 73 330, H 84 620; + 45,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Spülbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN, K. RESCHER (Mikropaläozoologie)
Bohrzeit: 1986

– 3,5 m	Feinsand, mittelsandig, gelbbraun, kalkfrei	Obere Niederterrasse
– 12,0 m	Ton, schwach schluffig, kalkfrei, blaugrau, einzelne Tonsteingeoden und harte, braune Tonsteinlagen	Oberbarrême
– 21,0 m	Ton, schwach schluffig, kalkfrei, blaugrau, übergehend in Tonstein, mit harten Tonsteineinlagerungen (Geoden)	Barrême
– 33,0 m	Ton und Tonstein, schwach schluffig, kalkfrei, blaugrau, zahlreiche harte bis splittrige, dünne Tonsteinlagen	„
– 48,0 m	Ton und Tonstein, dunkelgrau bis dunkelgrau-blau, deutliche Glimmerführung	„
– 51,0 m	Ton und Tonstein, hellblaugrau ----- Störung (Überschiebung) vermutet -----	„
– 60,0 m (Endteufe)	Tonstein, blaugrau, mit einzelnen Geodenlagen, sehr hart, Beimengungen von Kalkmergelstein, weißgrau	tektonisch gestörter Bereich, Oberkreide?

Bohrung 4

Name: Kartierbohrung 10002, Epe, Sunderhook
Lage: 3808 Heek; R 68 840, H 84 260; + 41,0 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Spülbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN, K. RESCHER (Mikropaläozoologie)
Bohrzeit: 1986

- | | | |
|----------|---|-------------------------|
| - 3,0 m | Feinsand, mittelsandig, braun, kalkfrei | Ältere Düne und Talsand |
| - 6,0 m | Schluff, feinsandig, und Ton, schluffig, grau, schwach kalkhaltig, einzelne nordische Komponenten (Kiese) | Grundmoräne |
| - 10,0 m | Schluff, tonig, schwach feinsandig, schwach kiesig (nordisches Material), dunkelgrau | „ |
| - 19,0 m | Mittelsand, schwach grobsandig, feinkiesig, schwach mittelkiesig, schwach kalkhaltig, einzelne nordische Komponenten, mit Einlagerungen von Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach schluffig, schwach kalkhaltig, grau | Vorschüttsand |
| - 24,0 m | Tonmergelstein, hellgrau bis grau, halbfest bis fest (bei 24 m = 30 % Calcit); Fossilien: <i>Inoceramus (Birostrina) sulcata</i> PARKINSON | Oberalb |

Bohrung 5

Name: Kartierbohrung 10207, Epe
Lage: 3808 Heek; R 70 410, H 82 700; + 40,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Rammkernbohrung
Bearbeiter: M. HISS, K. RESCHER (Mikropaläozoologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse)
Bohrzeit: 1988

- | | | |
|---------|---|----------|
| - 1,4 m | Feinsand, schwach mittelsandig, oben dunkelbraun, nach unten gelbbraun werdend | Flugsand |
| - 5,8 m | Feinsand, schwach mittelsandig, mit Einlagerungen von Mittelsand, feinsandig, teilweise schwach grobsandig, braungrau, im unteren Teil schwach kalkig | Talsand |
| - 6,5 m | Feinsand, schwach grobsandig, einzelne Feinkiese, schwach kalkhaltig | „ |

- 7,2 m	Feinsand, z.T. schwach mittelsandig, schwach kalkhaltig, braungrau	Talsand
- 9,1 m	Feinsand, z.T. schwach mittelsandig, schwach kalkhaltig, grau, mit Einlagerungen von Feinsand, schwach grobschluffig, schwach humos, schwach kalkhaltig, grau	Älteste <i>Dryas</i> -Schichten
- 9,3 m	Feinsand, übergehend in Grobschluff, schwach feinsandig, schwach humos, schwach kalkhaltig, grau	„
- 10,5 m	Mittelsand, Feinsand, teilweise schwach grobsandig bis feinkiesig, schwach kalkhaltig, einzelne Molluskenschalenreste, hellgrau bis braungrau	„
- 13,5 m	Feinsand, z.T. mittelsandig, z.T. grobschluffig, schwach kalkhaltig, grau, grüngrau, mit wenigen Einlagerungen von Grobschluff, teilweise feinsandig, teilweise humos und mit Molluskenschalenresten, graubraun	„
- 13,7 m	Grobschluff, schwach kalkhaltig, humos, braungrau	Sand-Schluff-Wechselfolge
- 18,7 m	Feinsand, teilweise schwach grobschluffig, mittelsandig oder schwach grobsandig, immer schwach kalkhaltig, hellgrünlichgrau, wechselagernd mit Schluff, Grobschluff, teilweise schwach feinsandig, vereinzelt Molluskenschalenreste, teilweise schwach glimmerführend, schwach kalkhaltig, grünlichgrau	„
- 19,7 m	Feinsand, schwach mittelsandig, z.T. schwach grobschluffig, schwach kalkhaltig, hellgrünlichgrau	Knochenkies
- 20,9 m	Kies aus wenig gerundeten Kalkmergelsteingeröllern mit Zwischenlagen von Feinsand, mittelsandig, stark kalkhaltig, hellgrau, hellgelbgrau	„
- 21,0 m	Mergelkalkstein, hellgrau, weißgrau	Senoman

Bohrung 6

Name: Tiefbohrung Epe S64

Lage: 3808 Heek; R 69 752, H 82 527; + 42,7 m NN

Auftraggeber: SGW Salzgewinnungsgesellschaft Westfalen mbH

Zweck: Solung des Werra-Steinsalzes zur Anlage einer Speicherkaverne

Bearbeiter: GRÜNER (Dt. Schachtbau- u. Tiefbohrges. mbH), Überarbeitung des Kreide-Profiles durch M. HISS und K. RESCHER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Bohrzeit: 1991

– ca.5 m	Sand	Quartär
– 15,0 m	Kalkmergelstein, hellgrau	Oberalb
– 60,0 m	Mergelstein und Kalkmergelstein, grau	„
– 100,0 m	vorwiegend Mergelstein, schluffig, grau	Mittelalb
– 120,0 m	vorwiegend Mergelstein, schluffig, grau	Unteralb
– 230,0 m	Tonmergelstein und Mergelstein, grau, übergehend in Tonstein, dunkelgrau, teilweise glaukonitisch	Apt
– 270,0 m	Tonstein, dunkelgrau	Barrême
– 388,0 m	Tonstein, grau bis dunkelgrau, teilweise graubraun, mit Sandsteineinlagerungen	Hauterive
– 445,0 m	Tonstein, grüngrau und rotbraun, mit Einlagerungen von Feinsandstein, hellgrau, braungrau (Hardeggen-Folge)	Mittlerer Buntsandstein
– 535,0 m	Tonstein, rotbraun, wechsellagernd mit Sandstein, hellgrau (Detfurth-Folge)	„
– 625,0 m	Sandstein, rotbraun, mit Einlagerungen von Tonstein, rotbraun (Volpriehausen-Folge)	„
– 750,0 m	Tonstein, grüngrau, rotbraun und grauviolett, wechsellagernd mit sandig-tonigem Kalkstein, oolithisch (Rogenstein), rotbraun und grauviolett, sowie Schluff- und Feinsandstein, graubraun, grauviolett und rotbraun (Bernburg-Folge)	Unterer Buntsandstein
– 907,0 m	Tonstein, rotbraun, wechsellagernd mit Schluff- und Feinsandstein, hellgrau bis rotbraun (Calvörde-Folge)	„
– 929,0 m	Tonstein, dunkelbraun und grüngrau (Zechstein-Übergangsfolge = Ohre- bis Mölln-Folge)	Zechstein 5 – 7
– 935,5 m	Pegmatitanhydrit und Roter Salzton (Aller-Folge)	Zechstein 4
– 984,5 m	Hauptanhydrit, Plattendolomit und Grauer Salzton (Leine-Folge)	Zechstein 3
– 1029,0 m	Anhydrit und Hauptdolomit (Staßfurt-Folge)	Zechstein 2
– 1046,5 m	Oberer Werra-Anhydrit (Werra-Folge)	Zechstein 1
– 1269,0 m	Werra-Steinsalz (Werra-Folge)	„
– 1277,0 m (Endteufe)	Unterer Werra-Anhydrit (Werra-Folge)	„

Bohrung 7

Name: Kartierbohrung 10134, Epe, Wieferthook
Lage: 3808 Heek; R 70 300, H 81 470; + 42,0 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Spülbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN, K. RESCHER (Mikropaläozoologie)
Bohrzeit: 1988

- | | | |
|----------|--|-------------------------|
| - 2,0 m | Feinsand, mittelsandig, gelbbraun, kalkfrei | Älterer Flugsand |
| - 5,0 m | Feinsand, Mittelsand, schwach grobsandig, hellgrau, kalkfrei | Talsand |
| - 6,0 m | Feinsand, mittelsandig, schwach grobsandig, hellgrau, kalkfrei | „ |
| - 9,5 m | Mittelsand, grobsandig, schwach feinsandig, Schneckenschalen, hellbraungrau, kalkfrei | Älteste Dryas-Schichten |
| - 15,0 m | Schluff, Ton, sandig, kiesig, hellgrau, schwach kalkhaltig, Kiese aus nordischem und einheimischem Material | Grundmoräne |
| - 18,0 m | Grobsand, Mittelsand, feinsandig, hellgrau, schwach kalkhaltig | Vorschüttsand |
| - 23,0 m | Sandmergel, schluffig-tonig, teilweise Tonmergel, schluffig, stark feinsandig, glaukonitisch, grüngrau, halbfest bis fest; 35 % CaCO ₃ ; Glaukonit nestartig angereichert; Mikrofauna: Foraminiferen des Obersantons mit aufgearbeiteter Alb- und Cenoman-Fauna | Obersanton |
| - 29,5 m | Mergel, fest, bis Mergelstein, hellgrau, einzelne Inoceramenreste; 60 % CaCO ₃ ; Mikrofauna: Foraminiferen des Coniacs mit aufgearbeiteter Alb- und Cenoman-Fauna | Coniac |

Bohrung 8

Name: Kartierbohrung 10007, Lasterfeld
Lage: 3808 Heek; R 69 780, H 78 750; + 43,0 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Spülbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN
Bohrzeit: 1986

– 3,0 m	Feinsand, mittelsandig, graubraun, kalkfrei	Talsand
– 4,0 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, graubraun bis grünlichgrau	„
– 6,0 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, grünlichgrau, grau, mit Einlagerungen von Schluff, schwach humos, graubraun	Älteste Dryas-Schichten
– 7,0 m	Mittelsand, grobsandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, grau, nordische Bestandteile	„
– 13,3 m	Mittelsand, feinsandig, grobsandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, grünlichgrau, grau	„
– 13,5 m	Schluff, schwach tonig, stark humos, dunkelbraun, mit Einlagerungen von Torf	Schluff-Folge
– 21,0 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, schwach kalkhaltig, grau	„
– 34,5 m	Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, schwach kalkhaltig, grünlichgrau, grau, mit Einlagerungen von Mittelsand, schluffig, schwach tonig, einzelne Molluskenschalen	Sand-Schluff-Wechselfolge bis Knochenkies
– 43,5 m	Mergelstein (Kalkmergelstein), schwach schluffig, hellgrau bis weißgrau	Unterconiac

Bohrung 9

Name: Kartierbohrung 10216, Heek-Ahle, Hoher Esch
Lage: 3808 Heek; R 72 750, H 76 400; + 61,5 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Geologische Landesaufnahme
Bohrverfahren: Rammkernbohrung
Bearbeiter: M. HISS, H. WESTERMANN
Bohrzeit: 1989

– 0,5 m	Feinsand, schwach mittelsandig, dunkelbraun (z.T. Plaggenesch)	Flugsand
– 1,4 m	Feinsand, schwach mittelsandig, hellgelbbraun	„
– 1,7 m	Feinsand, gelbbraun, z.T. eisenschüssig	Obersanton
– 1,9 m	Feinsand, schwach glaukonitisch, gelb, wechselnd mit Feinsandsteinbänken, kieselig, plattig, braungrau	„
– 4,9 m	Feinsand, hellgelb, hellgelbbraun, teilweise eisenschüssig und rostbraun	„

- 8,4 m Feinsand, schwach schluffig, kalkfrei, gelbbraun, hellgelbgrau, teilweise eisenschüssig und rostbraun Obersanton
- 11,3 m Feinsand, schwach glaukonitisch, gelbbraun, teilweise eisenschüssig und rostbraun „
- 11,6 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, gelbgrau „
- 13,9 m Feinsand, schwach schluffig, schwach glaukonitisch, hellbraungrau „
- 14,2 m kieseliger Feinsandstein, kalkig, glaukonitisch, hellgrau „
- 15,2 m Feinsand, schwach schluffig, schwach kalkig, hellgrau „
- 15,5 m Feinsandstein, stark kalkig, glaukonitisch, hellgrau „
- 17,0 m Feinsand, schwach glaukonitisch, kalkfrei, hellgelbgrau „

Bohrung 10

Name: Kartierbohrung 10215, Heek
 Lage: 3808 Heek; R 76 270, H 75 890; + 51,0 m NN
 Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Geologische Landesaufnahme
 Bohrverfahren: Rammkernbohrung
 Bearbeiter: M. HISS, K. RESCHER (Mikropaläozoologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), H. WESTERMANN
 Bohrzeit: 1989

- 0,8 m Schluff, schwach feinsandig, z.T. schwach tonig, Auenablagerungen dunkelgraubraun, stark humos, eisenfleckig
- 1,3 m Feinsand, schwach mittelsandig, teilweise stark humos, gelbbraun, dunkelbraun „
- 1,7 m Torf, schwach schluffig, schwach feinsandig, dunkelbraun „
- 3,1 m Feinsand, schwach mittelsandig, lagenweise Mittelsand, grobsandig, lagenweise humos, mit Einlagerungen von humosen Pflanzenresten, braungrau, teilweise dunkelbraun „
- 7,3 m Feinsand, mittelsandig, lagenweise Mittelsand, feinsandig, teilweise schwach grobsandig, selten einzelne Feinkiese, hellbraungrau, ab Teufe 3,6 m schwach kalkhaltig Talsand

– 7,4 m	Schluff, schwach humos, schwach kalkhaltig, glimmerführend, braungrau	Älteste <i>Dryas</i> -Schichten
– 9,4 m	Feinsand, schwach mittelsandig, lagenweise Mittelsand, feinsandig, schwach kalkhaltig, hellbraungrau, z.T. deutlich feinschichtig, vereinzelt Molluskenschalenreste	„
– 12,6 m	Feinsand, mittelsandig, lagenweise Mittelsand, feinsandig, z.T. schwach grobsandig, schwach kalkhaltig, hellgrau, wechsellagernd mit Grobschluff, z.T. schwach feinsandig, glimmerführend, z. T. schwach humos	„
– 14,4 m	Feinsand, mittelsandig, schwach kalkhaltig, hellgrau, deutlich geschichtet, einzelne Molluskenschalenreste, mit Einlagerungen von Mittelsand, feinsandig, schwach feinkiesig, schwach kalkhaltig, hellgrau	„
– 16,2 m	Grobschluff, schwach kalkhaltig, lagenweise feinsandig, teils stark, teils schwach humos, schwach glimmerführend, graubraun, z.T. braun	Schluff-Folge
– 17,7 m	Grobschluff, schwach kalkhaltig, teilweise schwach humos, schwach glimmerführend, grau, braungrau, vereinzelt Molluskenschalenreste, mit Einlagerungen von Feinsand, schwach kalkhaltig, grau, z.T. deutlich feingeschichtet	„
– 18,0 m	Feinsand, schwach kalkhaltig, grau, vereinzelt Molluskenschalenreste	Sand-Schluff- Wechselfolge
– 19,1 m	Feinsand, schwach mittelsandig, kalkhaltig, grau, Molluskenschalenreste, mit Einlagerungen von Feinsand, grobschluffig, stark humos, schwach kalkhaltig, feinschichtig, dunkelbraun	„
– 19,7 m	Feinkies, feinsandig, wechsellagernd mit Feinsand, schwach mittelsandig, kalkhaltig, schwach humos, vereinzelt Molluskenschalenreste, grau, braungrau	„
– 21,0 m	Tonmergel, übergehend in Tonmergelstein, stark schluffig, schwach glaukonitisch, grau	Unteres Untercampan

11 Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN, & BURGERS, W. F. J. (1983): The development of the Zechstein in the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **62**: 83 – 92, 13 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; 's-Gravenhage.
- ANDERSON, H. J., & BOSCH, M. VAN DEN, & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & KNAPP, G., & REHAGEN, H.-W., & STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R., & THIERMANN, A., & VOGLER, H. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 164 S., 9 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- Arbeitsausschuß Buntsandstein der Geologischen Landesämter (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein. – 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. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.).
- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1963): Das Oberkreideprofil der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 33 – 44, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 a): Die höhere Oberkreide im nordwestlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 649 – 678, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1964 b): Zur Klüftung der Münsterländer Oberkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 611 – 619, 6 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4314**: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H., & WOLANSKY, D. (1964), mit Beitr. von HILTERMANN, H., & KOCH, W.: Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 421 – 478, 13 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 59 – 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1908): Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. – Z. dt. geol. Ges., **60** (Mber.): 36 – 45; Berlin.
- BÄRTLING, R. (1913): Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. – Z. dt. geol. Ges., **64** (Mber.): 155 – 177, 3 Abb.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72** (Abh.): 161 – 217, 3 Tab., 3 Taf.; Berlin.

- BÄRTLING, R. (1925): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze, 2. Aufl. – VIII + 459 S., 123 Abb.; Stuttgart (Enke).
- BÄRTLING, R., & BENTZ, A. (1929): Bericht über die Exkursion in das Deutsche Grenzgebiet bei Alstätte und Bentheim vom 6. – 8. Juli 1928. – Versl. geol. Sect., Geol. Mijnb. Genoot Nederld., **3** (7): 221 – 225, 3 Tab., 1 Taf.; 's-Gravenhage.
- BARTENSTEIN, H., & BETTENSTAEDT, F. (1962): Marine Unterkreide (Boreal und Tethys). – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 225 – 297, 8 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- BENDA, L. (1965): Diatomeen aus dem Eozän Norddeutschlands. – Paläont. Z., **39**: 165 – 187, 1 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- BENTZ, A. (1927): Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preussisch-holländischen Grenzgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **78** (Abh.): 381 – 500, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BENTZ, A. (1930 a), mit Beitr. von GÖRZ, G.: Erläuterungen zu Blatt Ottenstein. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3907**: 93 S., 1 Abb.; Berlin.
- BENTZ, A. (1930 b): Tertiär und Diluvium im westfälisch-holländischen Grenzgebiet. – Z. dt. geol. Ges., **82**: 291 – 317, 6 Abb.; Berlin.
- BENTZ, A. (1933), mit Beitr. von GÖRZ, G.: Erläuterungen zu Blatt Alstätte. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3807**: 84 S., 1 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- BERG, M. W. VAN DEN, & OTTER, C. DEN (1993): Toelichtingen bij Blad Almelo Oost/Denekamp (280/29). – Geol. Kt. Nederld. 1 : 50 000, Toelicht., **280/29**: 240 S., 90 Abb., 16 Beil.; Haarlem.
- BEST, G. (1989): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrlochmessungen. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BETTENSTAEDT, F., & FAHRION, H., & HILTERMANN, H., & WICK, W. (1962): Tertiär Norddeutschlands. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 339 – 378, 2 Tab., 4 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- BETZ, D., & FÜHRER, F., & GREINER, G., & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – Tectonophysics, **137**: 127 – 170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BEYENBURG, E. (1934): Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im Preußisch-Holländischen Grenzgebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54**: 602 – 627, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BISCHOFF, G., & WOLBURG, J. (1963): Zur Entwicklung des Ober-Malm im Emsland. – Erdöl-Z., **79**: 445 – 472, 4 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Wien, Hamburg.
- BÖHM, J. (1916): Über die unterenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **36**: 423 – 428; Berlin.
- BÖMER, A. (1893): Die Moore Westfalens, **1**, Der Kreis Ahaus. – 64 S., 1 Kt.; Berlin.
- BOIGK, H. (1955): Bemerkungen zur regionalen Tektonik des Emslandes. – Geol. Jb., **71**: 435 – 448, 6 Abb.; 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.
- BOIGK, H., & DIETZ, C., & GRAHLE, H.-O., & HOFFMANN, K., & HOLLSTEIN, W., & KÜHNE, F., & RICHTER, W., & SCHNEEKLOTH, H., & WAGER, R. (1960), mit Beitr. von HILTERMANN, H., & MÜHLEN, W. VON ZUR: Zur Geologie des Emslandes. – Beih. geol. Jb., **37**: 419 S., 51 Abb., 43 Tab., 5 Taf., 5 Kt.; Hannover.
- BRAND, E., & HOFFMANN, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. – Erdöl u. Kohle, **16**: 437 – 450, 14 Abb.; Hamburg.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb., **A 90**: 3 – 125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- Bundesminister für Verkehr, Abteilung Straßenbau [Hrsg.] (1976): Zusätzliche Technische Vorschriften und Richtlinien für Erdarbeiten im Straßenbau (ZTVE-StB 76). – 81 S., 8 Tab., 2 Anl.; Köln (Forsch.-Ges. Straßenwes.).
- BURGHARDT, O. (1981): Die wichtigsten Geopotentiale in Nordrhein-Westfalen. – 72 S., 1 Abb., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- CARTER, D. J., & HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous Stratigraphical Micro-palaeontology. – Bull. brit. Mus. natur. Hist., **29** (1): 1 – 135, 53 Abb.; London.
- CASEY, R. (1973): The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England. – In: CASEY, R., & RAWSON, P. F. [Hrsg.]: The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 193 – 266, 5 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Liverpool.
- CASEY, R. (1975): First Report of the Jurassic-Cretaceous boundary (Northwest Europe) Working Group (I. U. G. S. Cretaceous Subcommission). – Newsl. Stratigr., **4** (1): 1 – 3; Berlin, Stuttgart.
- CASEY, R., & ALLAN, G., & DÖRHÖFER, G., & GRAMANN, F., & HUGHES, N. F., & KEMPER, E., & RAWSON, P. F., & SURLYK, F. (1975): Stratigraphical subdivision of the Jurassic-Cretaceous boundary beds in NW Germany. – Newsl. Stratigr., **4** (1): 4 – 5; Berlin, Stuttgart.
- CASEY, R., & RAWSON, P. F. (1973): A review of the boreal Lower Cretaceous. – In: CASEY, R., & RAWSON, P. F. [Hrsg.]: The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 415 – 430; Liverpool.
- DAHM-ARENS, H. (1972): Entstehung der Eisenschwarten in den Kreidesanden Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **21**: 133 – 142, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- DECHEN, H. VON (1884): Geologische und paläontologische Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. – Erl. geol. Kt. Rheinprov. u. Prov. Westf., **2**: 933 S.; Bonn (Henry).
- Deutsche Solvay-Werke [Hrsg.] (1978): Salz/Salt. – 26 S., zahlr. Abb.; Solingen.
- Deutsche Solvay-Werke [Hrsg.] (1983): Das Salz der Chemie. – 63 S., zahlr. Abb.; Solingen.

- DICKEL, H. (1982): Natur und Kultur des Raumes Gronau und Epe. – 581 S., 1131 Abb., 1 Atlas; Münster/Westf. (Aschendorff).
- DIN 1054 (1976): Baugrund. Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl.; Berlin, Köln, (Beuth).
- DIN 4049, Tl. 5 (1989): Hydrogeologie. Begriffe, Unterirdisches Wasser. – [DIN-Entwurf]
- DIN 4095 (1990): Baugrund. Dränung zum Schutz baulicher Anlagen. Planung, Bemessung und Ausführung; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149, Tl. 1 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, mit Beibl.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 196 (1988): Erd- und Grundbau. Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 18 300 (1990): VOB – Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl.C, Allgemeine Technische Vertragsbedingungen für Bauleistungen (ATV), Erdarbeiten; Berlin, Köln (Beuth).
- DÖRHÖFER, G., & JOSOPAIT, V. (1980): Eine Methode zur flächendifferenzierten Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C 27**: 45 – 65, 13 Abb., 1 Tab; Hannover.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1987): Gebirgsbau. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 4306**, 2. Aufl.: 17 – 22, 1 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77** (1): 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G., & WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- ECKELMANN, W. (1980): Plaggenesche aus Sanden, Schluffen und Lehmen sowie Oberflächenveränderungen als Folge der Plaggenwirtschaft in den Landschaften des Landkreises Osnabrück. – Geol. Jb., **F 10**: 3 – 93, 27 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- ELSTNER, F., & KEMPER, E. (1989): Die Gliederung der Schichtenfolge Ober-Apt/Unter-Cenoman in Bohrungen des Emslandes. – Geol. Jb., **A 113**: 51 – 71, 6 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- ERNST, G. (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der BelemnitenGattung *Gonio-teuthis* BAYLE aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 113 – 174, 24 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- ERNST, G. (1967): Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lagenvorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands. – Paläont. Z., **41** (3/4): 211 – 229, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

- ERNST, G. (1990), unter Mitarb. von SEIBERTZ, E., & WOOD, C. J.: Kalkbruch Hollekamp in Wüllen bei Ahaus: Ober-Cenoman bis Turon/Coniac-Grenzbereich, Schlüsselprofil für den Westrand des Münsterlandes. – In: KAEVER, M., & GASSE, W. [Hrsg.]: Geländetagung Münsterland der Subkommission für Kreide-Stratigraphie, 30. September bis 3. Oktober 1990: 68 – 76, 4 Abb.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- ERNST, G., & KÜCHLER, T., & WOOD, C. J. (1992): Applied event and sequence stratigraphy: a north-south and east-west correlation of the Upper Cretaceous between northern Germany, England and northern Spain. – Kreide-Symp., 4. internat., 1992, Hamburg, Abstr.: 4 S.; Hamburg.
- ERNST, G., & SCHMID, F. (1979), unter Mitarb. von KLISCHIES, G.: Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig – Hannover. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 11 – 46, 15 Abb.; Stuttgart.
- ERNST, G., & SCHMID, F., & SEIBERTZ, E. (1983), unter Mitarb. von KELLER, S., & WOOD, C. J.: Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- ERNST, G., & WOOD, C. J. (1992), unter Mitarb. von SEIBERTZ, E.: Limestone quarry Hollekamp, Wüllen near Ahaus. Upper Cenomanian to Turonian/Coniacian boundary. Key section of the western margin of the Münster Basin. – In: ERNST, G., & HARRIES, P., & HISS, M., & KAEVER, M., & KAPLAN, U., & KETTELHACK, C., & SKUPIN, K., & WOLF, E.-O., & WOOD, C. J.: Die mittlere und obere Kreide des Münsterlandes (Westfalen). – Kreide-Symp., 4. internat., 1992, Hamburg, Exk. A-1: 27 – 37, 6 Abb.; Hamburg.
- 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.
- FIEGE, K. (1950): Das Raseneisenerz Schleswig-Holsteins. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Mh., (B) **1950**: 219 – 237, 1 Abb.; Stuttgart.
- FINKE, W. (1990): Ausgrabungen in Heek. – In: HELLENKEMPER, H., & HORN, H. G., & KOSCHIK, H., & TRIER, B. [Hrsg.]: Geschichte im Herzen Europas. Archäologie in Nordrhein-Westfalen: 149 – 153, 5 Abb.; Köln (Römisch-Germanisches Mus.).
- FINKE, W. (1993): Reliefänderungen durch natürliche und anthropogene Prozesse – Dargestellt an Beispielen aus dem Münsterland. – Spieker, **36**: 43 – 50, 8 Abb., 1 Beil.; Münster/Westf.
- FINKE, W., & HÖMBERG, P., & MÜLLER, H.-M., & SPEETZEN, E., & THIERMANN, A. (1980): Exkursion A1, Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster. – Westf. geogr. Stud., **36**: 161 – 175, 7 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – VIII + 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **2**, Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – II + 256 S., 18 Abb., 39 Tab.; Jena (Fischer).

- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. Fakten und Hypothesen. – Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss., **4**: 19 – 75, 22 Abb.; Hannover.
- FRIEG, C., & HISS, M., & KEAVER, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland) – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 325 – 363, 9 Abb.; Stuttgart.
- FRIEG, C., & HISS, M., & MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- FRIEG, C., & KEMPER, E. (1989), mit Beitr. von BALDSCHUHN, R.: Mikropaläontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 113**: 73 – 193, 16 Abb., 24 Taf.; Hannover.
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sediment-Petrologie, **2**, Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. – 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEBHARDT, U., & PLEIN, E. (1995): Neue Gliederung. – In: Norddeutsches Rotliegendebcken. Rotliegend-Monographie, Tl.2. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **183**: 18 – 23, 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- GOEKE, D. (1953): Das Amtsvenn und die Waldentwicklung im Nordwest-Münsterland nach Blütenstaubuntersuchungen. – Natur u. Heimat, **13** (1): 19 – 27, 3 Abb.; Münster/Westf.
- GRALLA, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland – Lithostratigraphie und Faziesanalyse. – Geol. Jb., **A 106**: 3 – 59, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- GUNDLACH, J., & SPEETZEN, E. (1990): Untersuchungen zur Petrographie und Genese der drenthestadialen Grundmoräne im Westmünsterland (Westfälische Bucht, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181** (1 – 3): 471 – 499, 13 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HAHNE, C., & SCHMIDT, R. (1982), mit Beitr. von MÜLLER, W.: Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 106 S., 88 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Essen (Glückauf).
- HAMMEN, T. VAN DER, & WIJMSTRA, T. A. (1971), unter Mitarb. von BAKKER, J. A., & MAARLEVELD, G. C., & SCHALKE, H. J. W. G., & SCHREVE-BRINKMAN, E. J., & SEVINK, J., & VIN, E. DE, & VINK, A. P. A., & WESTERINCH, W. VAN DE: The Upper Quaternary of the Dinkel valley (Twente, Eastern Overijssel, The Netherlands). – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., **22**: 55 – 214, 104 Abb.; Maastricht.
- HANCOCK, J. M. (1991): Ammonite scales for the Cretaceous System. – Cretaceous Res., **12**: 259 – 291, 12 Tab.; London.
- HARLAND, W., & ARMSTRONG, R. L., & COX, A. V., & CRAIG, L. E., & SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. – 263 S., 210 Abb., 26 Tab.; Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney (Cambridge Univ. Press).
- HARSVELDT, H. M. (1977): Das Prätertiär von Südost-Twente (Niederlande). – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., **28** (1): 1 – 16, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Haarlem.

- HART, B. B. (1969): Die Oberjura-Unterkreide-Sedimentation in den nördlichen und östlichen Niederlanden. – Erdöl u. Kohle, **22** (5): 253 – 261, 11 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- HARTKOPF-FRÖDER, C., & HERNGREEN, G. F. W., & RUEGG, G. H. J. (1992): Age and depositional environment of the Kuhfeld Beds (Lower Cretaceous) in the Alstätte Bight (northwestern Münsterland, FRG, and the eastern Netherlands). – Kreide-Symp., 4. internat., 1992, Hamburg, Kurzfass.: 3 S.; Hamburg.
- HEDEMANN, H.-A., & SCHUSTER, A., & STANCU-KRISTOFF, G., & LÖSCH, J. (1984): Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 39 – 88, 16 Abb.; Krefeld.
- HEDEMANN, H.-A., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 141, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HEIDORN, P. (1949): Ueber den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. – In: BENTZ, A. [Hrsg.]: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 97 – 113, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- HERNGREEN, G. F. W., & HARTKOPF-FRÖDER, C., & RUEGG, G. H. J. (1994): Age and depositional environment of the Kuhfeld Beds (Lower Cretaceous) in the Alstätte Embayment (W Germany, E Netherlands). – Geol. en Mijnb., **72** (4): 375 – 391, 15 Abb.; Dordrecht, Boston, London.
- HESEMANN, J. (1956): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiefbeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956** (2): 49 – 54; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15 – 18, 2 Abb.; Köln.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**: 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn.
- HILBRECHT, H. (1988): Hangfazies in pelagischen Kalken und synsedimentäre Tektonik in Beispielen aus dem Mittel-Turon (Oberkreide) von NW-Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 83 – 109, 15 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HILDEN, H. D., & HISS, M., & JUCH, D., & KAMP, H. VON, & KÖWING, K., & MEYER, B., & MICHEL, G., & THIERMANN, A., & ZELLER, M. (1993): Erläuterungen zu Blatt C 3906 Gronau (Westf.). – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 3906**: 76 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HILTERMANN, H., & KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 299 – 338, 1 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- HINZE, C. (1988), mit Beitr. von FRÖHLICH, S., & GEISSLER, H., & GRAMANN, F., & IMAMOGLU, A. E., & KOCKEL, F., & LEBKÜCHNER, H., & OTTER, C. DEN, & STANCU-KRISTOFF, G., & STEFFENS, P., & TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3608 Bad Bentheim. – Geol. Kt. Niedersachs. 1 : 25 000, Erl., **3608**: 120 S., 16 Abb., 4 Tab., 8 Kt.; Hannover.

- HINZE, C., & JERZ, H., & MENKE, B., & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quar-
tärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geol. Jb.,
A 112: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HISS, M. (1989), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & JÄGER, B., & MICHEL, G., & VIETH-REDEMANN,
A.: Erläuterungen zu Blatt 4417 Büren. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl.,
4417: 152 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- HOFFMANN, K. (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Lias und Dogger. – In:
BENTZ, A. [Hrsg.]: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 113 – 129, 3 Abb.,
1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- HOSIUS, A. (1860): Beiträge zur Geognosie Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß.
Rheinlde. u. Westf., **17**: 274 – 326, 1 Taf.; Bonn.
- HOSIUS, A. (1893): Ueber marine Schichten im Wälderthon von Gronau (Westfalen) und die
mit denselben vorkommenden Bildungen (*Rhizocorallium Hohendahli*, sog. Drei-
beine). – Z. dt. geol. Ges., **45**: 34 – 53, 2 Taf.; Berlin.
- HOYER, P. (1966): Das Gewässernetz des Münsterlandes als Abbild posthumer Bewegun-
gen an variscischen Großstrukturen. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 238 – 243, 2 Abb.;
Hannover.
- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J., & KAMP, H. VON, & KÖWING, K., & PAAS,
W., & PIEPER, B., & REHAGEN, H.-W., & VIETH-REDEMANN, A., & WOLF, R., & ZELLER, M.:
Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl.,
4506, 2. Aufl.: 179 S., 13 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- JOSOPAIT, V., & LILICH, W. (1975): Die Ermittlung der Grundwasserneubildung sowie ihre
Kartendarstellung im Maßstab 1 : 200 000 unter Verwendung von geologischen und
bodenkundlichen Karten. – Dt. gewässerkdl. Mitt., **19**: 132 – 136, 3 Abb.; Koblenz.
- JUCH, D. (1994), mit Beitr. von ROOS, W.-F., & WOLFF, M.: Kohleninhalts erfassung in den
westdeutschen Steinkohlenlagerstätten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**:
189 – 307, 55 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KAEVER, M., & LOMMERZHEIM, A. (1991): Die Bohrung Metelen 1001, Stratigraphie, Paläöko-
logie und Fazies zyklischer Sedimente des Campans im nordwestlichen Münster-
land (NW-Deutschland). – Facies, **24**: 267 – 284, 9 Abb.; Erlangen.
- KAEVER, M., & OEKENTORP, K., & SIEGFRIED, P. (1976): Fossilien Westfalens, Invertebraten
des Jura. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **40/41**: 360 S., 12 Abb., 8 Tab.,
67 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-
Deutschland), **2**, Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth,
Halle/Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **32**: 125 – 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bie-
lefeld.
- KAPLAN, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. – Geol. u.
Paläont. Westf., **21**: 7 – 37, 9 Abb., 3 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U., & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger
Wald (NW-Deutschland), **1**, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103,
4 Abb.; Bielefeld.

- KAPLAN, U., & KELLER, S., & WIEDMANN, J. (1985): Ammoniten- und Inoceramen-Gliederung des norddeutschen Cenomans. – Schr.-R. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **7**: 307 – 347, 6 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien, New York (Springer).
- KEMPER, E. (1961): Die Ammonitengattung *Platylenticeras* (= *Garnieria*). Mit einem Beitrag zur Stratigraphie und Bionomie ihrer Schichten (Untere Kreide, mittleres Valendis). – Beih. geol. Jb., **47**: 195 S., 71 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E. (1963): Die Aufschlüsse der Unterkreide im Raum Rheine – Ahaus. – Geol. Jb., **80**: 447 – 494, 6 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E. (1964): Einige Cephalopoden aus dem Apt des westlichen Norddeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **7**: 31 – 66, 7 Abb., 18 Taf.; Krefeld.
- KEMPER, E. (1973 a): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geol. Jb., **A 9**: 47 – 67, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KEMPER, E. (1973 b): The Valanginian and Hauterivian stages in northwest Germany. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 327 – 344, 4 Abb., 2 Tab.; Liverpool.
- KEMPER, E. (1973 c): The Aptian and Albian stages in northwest Germany. – In: CASEY, R., & RAWSON, P. F. [Hrsg.]: The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. J., Sonderbd., **5**: 345 – 360, 2 Abb., 2 Tab.; Liverpool.
- KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide, 5. Aufl. – Bentheimer Land, **64**: 206 S., 45 Abb., 13 Tab., 34 Taf.; Nordhorn, Bentheim (Heimatver. Grafschaft Bentheim).
- KEMPER, E. (1989): Vorschlag einer mikropaläontologischen Gliederung von Apt und Alb in Mitteleuropa. – Geol. Jb., **A 113**: 451 – 469, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- KEMPER, E. (1992), mit Beitr. von BURGH, J. VAN DER: Die tiefe Unterkreide im Vechte-Dinkel-Gebiet. – 95 S., 20 Abb., 4 Tab., 66 Taf.; Losser (Sticht. het Staringmonument).
- KEMPER, E., & ERNST, G., & THIERMANN, A. (1978): Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. – Symp. dt. Kreide, 1978, Münster, Exk. **A**: 84 S., 33 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.
- KEMPER, E., & ZIMMERLE, W. (1982): Das Ablagerungsmilieu zur Zeit des späten Apt und frühen Alb im niedersächsischen Becken. – Geol. Jb., **A 65**: 655 – 680, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KENNEDY, W. J. (1984): Ammonite faunas and the 'standard zones' of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. – Bull. geol. Soc. Denm., **33**: 147 – 161, 6 Tab.; Kopenhagen.
- 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., & KLASSEN, H., & KÖWING, K., & MEYER, K.-D., & RABITZ, A., & ROSE, K.-H., & THIERMANN, A., & WEITSCHAT, W.: Geologie des Osnabrücker Berglandes: Text-Bd.: XVI + 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf.; Anl.-Bd.: 30 Anl., 1 Kt.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).

- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Jb., **A 83**: 3 – 42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. – In: BENDA, L., & Geologische Dienste der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 – 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). – [14. Kongr. internat. Quart.-Vereinig.].
- KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle), Tl. 2, Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., **A 38**: 11 – 123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- KUSTER, H., & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 135 – 156, 5 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1986): Gebietsbezeichnungen und Verzeichnis der Gewässer in Nordrhein-Westfalen, 2. Aufl. – 289 S., 1 Kt.; Düsseldorf.
- LEISING, K. (1920): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ochtrup i/W. – Diss. Univ. Münster: 34 S., 1 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- LÖGTERS, H. (1951): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. – Z. dt. geol. Ges., **102**: 8 – 42, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LOMMERZHEIM, A. (1991): Die geothermische Entwicklung des Münsterländer Beckens (NW-Deutschland) und ihre Bedeutung für die Kohlenwasserstoffgenese in diesem Raum. – DGMK-Ber., **468**: 319 – 372, 13 Abb.; Hamburg.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seegelfauna. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **30**: 269 – 312, 10 Abb.; Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1913): Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung. – Z. dt. geol. Ges., **64** (Mber.): 341 – 344; Berlin.
- LÖSCHER, W. (1925): Zur Frage der westfälischen Galeritenbildungen. – Sitz.-Ber. nieder-rhein. geol. Ver., **1924**: 25 – 28; Bonn.
- LOTZE, F. (1954): Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953**: 145 – 152, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LUCAS, O. (1967): Planungsgrundlagen für den Landkreis Ahaus. Natur, Bevölkerung und Wirtschaft in Karten, Bildern und Zahlen. – 134 S., zahlr. Abb., Kt. u. Tab.; Ahaus, Münster/Westf. (Kreisverwalt. Ahaus).
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 39 – 50, 4 Abb.; Öhringen.
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137 – 138; Hannover.

- MARTINI, E. (1986): The Northwest German Tertiary Basin, Eocene. – In: TOBIEN, H. [Hrsg.]: Nordwestdeutschland im Tertiär: 660 – 668, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- MEISEL, S. (1961): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 83/84 Osnabrück/Bentheim. – Geogr. Landesaufn. 1 : 200 000, naturräuml. Gliederung Dtlid., **83/84**: 66 S., 1 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumforsch.).
- MENZEL, H. (1912): Die Quartärfauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. – Z. dt. geol. Ges., **64** (3): 177 – 200, 8 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- MEYER, B., & RESCHER, K. (1989): Die Eozän-Vorkommen von Vreden und Alstätte (Münsterland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 233 – 249, 9 Abb.; Münster/Westf.
- MEYER, K. (1969): Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland. – Erdöl-Erdgas-Z., **85**: 484 – 505, 21 Abb.; Wien, Hamburg.
- MEYER, K.-D. (1988), mit Beitr. von BOHNENSTEIN, V., & FRÖHLICH, S., & IMAMOGLU, A. E., & KEMPER, E., & KOCKEL, F., & SCHWERDTFEGGER, B., & STANCU-KRISTOFF, G., & STEFFENS, P., & TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3609 Schüttorf. – Geol. Kt. Niedersachs. 1 : 25 000, Erl., **3609**: 111 S., 13 Abb., 6 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- MICHAEL, E. (1974): Zur Palökologie und Faunenführung im westlichen Bereich des norddeutschen Unterkreide-Meeres. – Geol. Jb., **A 19**: 68 S., 9 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **1239**: 131 S., 12 Abb., 10 Tab., 8 Anl.; Köln, Opladen.
- MICHEL, G. (1971): Tiefes Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. – Zbl. Geol. u. Paläont., **1**: 369 – 379; Stuttgart.
- MÜLLER, G. (1904): Das Ergebnis einiger Tiefbohrungen im Becken von Münster. – Z. prakt. Geol., **12**: 7 – 9; Berlin.
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, **14**: XI + 302 S., 17 Tab., 1Kt., 1 Kt.-Bd.; Münster/Westf.
- MUTTERLOSE, J. (1983): Phylogenie und Biostratigraphie der Unterfamilie Oxyteuthinae (Belemnitida) aus dem Barrême (Unter-Kreide) NW-Europas. – Paläontographica, (A) **180** (1 – 3): 1 – 90, 57 Abb., 8 Tab., 10 Taf.; Stuttgart.
- MUTTERLOSE, J. (1990): A belemnite scale for the Lower Cretaceous. – Cretaceous Res., **11**: 1 – 15, 8 Abb., London.
- MUTTERLOSE, J. (1992): Die Unterkreide-Aufschlüsse (Berrias – Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **21**: 39 – 113, 19 Abb., 14 Taf.; Münster/Westf.
- MUTTERLOSE, J., & SCHMID, F., & SPAETH, C. (1983): Zur Paläobiogeographie von Belemniten der Unter-Kreide in NW-Europa. – Zitteliana, **10**: 293 – 307, 6 Abb., 7 Tab; München.
- MUUS, U., & SCHÜTTLER A. (1969): Luftbildatlas Nordrhein-Westfalen. – 186 S., zahlr. Abb. u. Tab., 80 Taf.; Neumünster (Wachholtz).

- OVERBECK, F. (1950): Moore, 2. Aufl. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs. e. V., N. F., **3** (4): 112 S., 56 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [Zugl. Veröff. niedersächs. Amt Landesplan. u. Statist., (A 1) **3** (4)]
- OWEN, H. G. (1979): Ammonite Zonal Stratigraphy in the Albian of North Germany and its Setting in the Hoplitinid Faunal Province. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 563 – 588, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- OWEN, H. G. (1984 a): Albian Stage and Substage boundaries. – Bull. geol. Soc. Denm., **33**: 183 – 189, 1 Tab.; Kopenhagen.
- OWEN, H. G. (1984 b): The Albian Stage: European Province Chronology and Ammonite Zonation. – Cretaceous Res., **5**: 329 – 344, 5 Tab.; London.
- PIOTROWSKI, J. (1992): Zur genetischen Gliederung der Tillfazies. – Tag. Arb.-Gem. nordwestdt. Geol., 59., 1992, Essen, Kurzfass. u. Exk.-Führer: 12 – 13, 1 Tab.; Essen.
- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 71 – 97, 10 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. – Göttinger geogr. Abh., **61**: 153 S., 27 Abb., 3 Kt., 16 Tab.; Göttingen.
- RAWSON, P. F., & CURRY, D., & DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., & KENNEDY, W. J., & NEALE, J. W., & WOOD, C. J., & WORSSAM, B. C. (1978): Cretaceous. A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. – Spec. Rep. geol. Soc. London, **9**: 1 – 70, 6 Abb., 2 Tab.; Edinburgh.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843 – 854, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- 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. – Symp., 1968, Hannover, Proc.: 275 – 287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (Unesco).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegendes/Zechstein. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 117 – 129, 7 Abb.; Wiesbaden.
- ROBASZYNSKI, F., & CARON, M. (1979): Atlas de foraminifères planktoniques du Crétacé moyen (mer boréal et téthys). – Cah. Micropaléont., **1**: 185 S., 7 Abb., 4 Tab., 39 Taf., Paris.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, Based on Gamma-Ray and Sonic Logs. – Geol. Jb., **A 119**: 3 – 24, 1 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- ROEMER, F. (1854): Die Kreidebildungen Westphalens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **11**: 29 – 180, 1 Kt.; Bonn.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHLÜTER, C. (1874): Der Emscher-Mergel. Vorläufige Notiz über ein zwischen Cuvieri-Pläner und Quadraten-Kreide lagerndes mächtiges Gebirgglied. – Z. dt. geol. Ges., **26**: 775 – 782; Berlin.

- SCHLÜTER, C. (1876): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Tl. 2. – Palaeontographica, **24**: 123 – 263, 20 Taf.; Kassel.
- SCHNEIDER, H. (1969): Erkundung zusätzlicher Grundwasservorkommen im Gebiet Gronau/Westf. – bbr (Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau), **1969** (1): 5 – 13, 6 Abb., 1 Tab.; Köln.
- SCHNEIDER, P. (1968): Das Amtsvenn zwischen Ahaus und Gronau – Hochmoor im Übergang zur Kultivierung. – In: Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Topographischer Atlas Nordrhein-Westfalen: 236 – 237, 1 Abb.; Bonn-Bad Godesberg.
- SCHÖNFELD, J. (1990): Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein. – Geol. Jb., **A 117**: 3 – 151, 23 Abb., 10 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- SCHOTT, W. (1951): Der obere Weiße Jura und die tiefste Unterkreide im deutsch-holländischen Grenzgebiet. – Geol. Jb., **65**: 213 – 270, 17 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SCHOTT, W., & JARITZ, W., & KOCKEL, F., & SAMES, C. W., & STACKELBERG, U. VON, & STETS, J., & STOPPEL, D. (1969), unter Mitarb. von BALDSCHUHN, R., & KRAMPE, K.-D.: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa, Erläuterungen. – 315 S., 18 Abb.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- SCHRAPS, W.-G. (1972): Braungelbe Bänderungen in oberkretazischen und pleistozänen Sanden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 143 – 150, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SCHRAPS, W.-G. (1984): Kultusole im westlichen Münsterland. – Decheniana, **137**: 259 – 266, 6 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- SCHUSTER, A., & WOLBURG, J. (1962): Alb in den Bohrungen des Münsterlandes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1962**: 409 – 422, 4 Abb., Stuttgart.
- SCHUSTER, A., & WOLBURG, J. (1963): Das Alb in der Bohrung Münsterland 1 und benachbarten Bohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 45 – 56, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SERAPHIM, T. (1986): Spätglazial und Dünenforschung. Eine kritische Erörterung des spätglazialen Luftdruck-Wind-Systems H. POSERS. – Westf. geogr. Stud., **42**: 119 – 136, 2 Abb.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1982): Weichselzeitliche und frühholozäne Bodenbildungen im östlichen Münsterland. – Geol. Jb., **F 14**: 217 – 219, 1 Abb.; Hannover.
- SKUPIN, K. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4217**: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (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.; Münster/Westf.

- SKUPIN, K. (1992): Spuren der Eisbewegung („Glazitektonik“) in der Westfälischen Bucht. – Tag. Arb.-Gem. nordwestdt. Geol., 59., 1992, Essen, Kurzfass. u. Exk.-Führer: 9, 1 Tab.; Essen.
- 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. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, Tl. 1. – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf. (Westf. Mus. Archäol.).
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 – 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster.
- STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 547 – 564, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1982), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J., & KOCH, M., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3812 Ladbergen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3812**: 84 S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1984), mit Beitr. von KOCH, M., & VOGLER, H., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3912 Westbevern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3912**: 91 S., 6 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1986), mit Beitr. von ADAMS, U., & DUBBER, H.-J., & KOCH, M., & REHAGEN, H.-W., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3911 Greven. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3911**: 137 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STAUDE, H. (1989), mit Beitr. von ADAMS, U., & DUBBER, H.-J., & KOCH, M., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3910 Altenberge. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3910**: 123 S., 12 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STEINWEG, H. (1978): Heek-Nienborg vor Hochwasser gesichert. – In: Kreis Borken [Hrsg.]: Unsere Heimat. – Jb. Kreis Borken, **1978**: 93 – 94, 1 Abb.; Borken.
- STEUSLOFF, U. (1952): Periglazialer „Tropfen“- und Taschenboden im südlichen Münsterlande bei Haltern. – Geol. Jb., **66**: 305 – 312, 5 Abb.; Hannover.
- STOLLEY, E. (1937): Die Stratigraphie des norddeutschen Obergaults, Minimus-Tons und Flammenmergels, im Vergleich mit dem englischen Lower und Upper gault. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., (B) **78**: 1 – 65, 6 Tab.; Stuttgart.
- STRAUSS, C., & ELSTNER, F., & CHENE, R. J. DU, & MUTTERLOSE, J., & REISER, H., & BRANDT, K.-H. (1993): New micropaleontological and palynological evidence on the stratigraphic position of the ‘German Wealden’ in NW-Germany. – Zitteliana, **20**: 389 – 401, 6 Abb., 2 Taf.; München.
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und Hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens. – LWA-Schr.-R., **45**: 72 S., 21 Abb., 13 Tab., 5 Kt.; Düsseldorf.

- Subkommission Perm-Trias (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. – Nachr. dt. geol. Ges., **49**: 76 – 81; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Inkohlung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 47 – 56, 7 Abb.; Krefeld.
- 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. (1968), mit Beitr. von REHAGEN, H.-W., & SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke/3708 Gronau und 3709 Ochtrup. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3707/3708** u. **3709**: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1969): Zur Stratigraphie und Fazies der marinen Unterkreide im Gebiet des Ochtruper Sattels am Nordrand der Rheinischen Masse. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 219 – 242, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1970 a), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3712**: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1970 b), mit Beitr. von KOCH, M., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3711**: 120 S., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1973), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & KOCH, M., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 3710 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3710**: 174 S., 16 Abb., 12 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. – Centenaire Soc. géol. Belg.: 35 – 51, 8 Abb.; Liège (Soc. géol. Belg.).
- THIERMANN, A. (1980), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & REHAGEN, H.-W., & SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3612**: 200 S., 23 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1985), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KOCH, M., & VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 3811 Emsdetten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3811**: 90 S., 3 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit (Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge). – 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.
- TIETZE, O. (1907): Über das Alter des Emstalsandes. – Z. dt. geol. Ges., **59** (Mber.): 132 – 134; Stuttgart.

- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl-Z., **77** (9): 361 – 367, 7 Abb.; Wien, Hamburg.
- VINKEN, R. [Hrsg.] (1988): The Northwest European Tertiary Basin. – Geol. Jb., **A100**: 7 – 508, 267 Abb., 3 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge von Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- WEGNER, TH. (1905): Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. – Z. dt. geol. Ges., **57**: 112 – 232, 20 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- WERNER, H. (1951), mit Beitr. von SCHMITZ, H.: Zur Entstehung der Schleswig-Holsteinischen Raseneisenerze. – Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **25**: 138 – 141, 3 Abb.; Kiel. – [Karl-Gripp-Festschr.]
- WERNER, J. (1986): Der Wind als Geofaktor in Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **42**: 107 – 118, 8 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- WESTERMANN, G. (1958): Ammoniten-Fauna und Stratigraphie des Bathonien NW-Deutschlands. – Beih. geol. Jb., **32**: 103 S., 9 Abb., 2 Tab., 49 Taf.; Hannover.
- WICK, W., & WOLBURG, J. (1962): Wealden in NW-Deutschland. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 191 – 224, 1 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- WIEDMANN, J., & KAPLAN, U., & LEHMANN, J., & MARCINOWSKI, R. (1989): Biostratigraphy of the Cenomanian of NW Germany. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys. – Kreide-Symp., 3. internat., 1987, Tübingen, Proc.: 931 – 948, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WIJHE, D. H. VAN, & LUTZ, M., & KAASSCHIETER, J. P. H. (1980): The Rotliegend in the Netherlands and its Gas Accumulations. – Geol. en Mijnb., **59**: 3 – 24, 18 Abb.; 's-Gravenhage.
- WOLBURG, J. (1949): Ergebnisse der Biostratigraphie nach Ostracoden im nordwestdeutschen Wealden. – In: BENTZ, A. [Hrsg.]: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 349 – 360, 7 Abb.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1954): Schwellen und Becken im Emsland-Tektogen mit einem paläogeographischen Abriß von Wealden und Unterkreide. – Beih. Geol. Jb., **13**: 115 S., 36 Abb.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1957 a): Ein Querschnitt durch den Nordteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., **73**: 7 – 38, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1957 b): Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein. – N. Jb. Geol u. Paläont., Mh., **1956**: 305 – 330, 5 Abb.; Stuttgart.

- WOLBURG, J. (1961): Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteines in NW-Deutschland. – Geotekt. Forsch., **14**: 7 – 74, 17 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1968** (9): 535 – 559, 12 Abb.; Stuttgart.
- 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.
- WOLBURG, J. (1977): Beobachtungen über Frostbodenerscheinungen aus der letzten Eiszeit in Gronau/Westfalen. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 215 – 216, 1 Abb.; Hannover.
- WOLF, R. (1988): Tiefentektonik des Dorstener Hauptsattels zwischen Rheinberg und Dorsten im westlichen Ruhrgebiet. – In: KUNZ, E., & WOLF, R., & WREDE, V.: Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 9 – 33, 7 Abb., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1990): Ein Tagesaufschluß der Drevenacker Störung in Bottrop-Kirchhellen. – Natur am Niederrh., **5**: 35 – 41, 11 Abb.; Krefeld.
- WREDE, V., & JANSEN, F. (1993): Nachweis quartärzeitlicher Bruchtektonik im Ruhrgebiet. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1993** (12): 733 – 748, 5 Abb.; Stuttgart.
- ZANDSTRA, J.G. (1992): Geschiebezählungen und Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht im Quartär. – Tag. Arb.-Gem. nordwestdt. Geol., 59., 1992, Essen, Kurzfass. u. Exk.-Führer: 6 – 7, 1 Tab.; Essen.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe, 1. Aufl. – Text-Bd.: 130 S., 29 Abb.; Taf.-Bd.: 40 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. – Tectonophysics, **137**: 389 – 420, 11 Abb.; Amsterdam.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 3908 Ahaus (1974), Bearb. SCHRAPS, W.-G.
- Geologie (1976). – Dt. Planungsatlas, **1** (8): 2 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. u. Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & HERBST, G., & KNAPP, G., & THOME, K.N., mit Beitr. von BACHMANN, M., & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & GLIESE, J., & GRABERT, H., & HAGER, H., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & LUSZNAT, M., & THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 3906 Gronau (Westf.) (1993), Bearb. MEYER, B., & HISS, M.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 3707/3708 Glanerbrücke/Gronau (1965), Bearb. THIERMANN, A.
Blatt 3709 Ochtrup (1965), Bearb. THIERMANN, A.

- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, mit Erl.
– Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 3807 Alstätte (1932), Bearb. BENTZ, A.
Blatt 3907 Ottenstein (1932), Bearb. BENTZ, A.
- Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 300 000 (1951). – Hrsg. Amt
Bodenforsch., Bearb. MARTINI, H. J., & WOLDSTEDT, P., unter Mitarb. von FRICKE, W.,
& GAERTNER, H. R. VON, & HERRMANN, R., & HOLLSTEIN, W., & JACOBSEN, W., & MIXIUS,
F. K., & RICHTER, K., & SCHNEIDER, H.; Hannover.
- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol.
L.-Ämter B.-Rep. Dtlid.; Hannover.
Blatt CC 3902 Lingen (1984), Bearb. BRANDES, H., & HINZE, C., & HÖFLE, H.-C., &
MENGELING, H., & MERKT, J., & MEYER, K.-D., & TÜXEN, J., & VOSS, H.-H., & BERG,
M. W. VAN DEN, & TER WEE, M. W., & ZITZMANN, A.
- Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland 1 : 100 000. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss.
u. Rohstoffe; Hannover. – [Unveröff.]
Blatt C 3906 Gronau (1986), Bearb. KOCKEL, F.
- Geotektonische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg.
Amt Bodenforsch.; Hannover.
Blatt 70 Vreden – Ahaus – Bocholt – Coesfeld (1948), Bearb. LÖGTERS, H., &
REICH, H.
- 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.
- Gewässerstationierungskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. – Hrsg. L.-Amt Wasser
u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt 3808 Heek
- Grundwassergleichen in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Stand Okt.1973. – Hrsg. L.-Amt
Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt L 3908 Ahaus (1978)
- Grundwasserstände unter Flur in Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Stand Okt. 1963. –
Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt L 3906/08 Vreden/Ahaus (1975/76)
- Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, **1** (18): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad.
Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt
Nordrh.-Westf.; Krefeld
Blatt L 3908 Ahaus (1981), Bearb. KOCH, M.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000, 2. Aufl. (1980).
– Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-West-
falen 1:500 000, 2. Aufl. (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb.
BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D.; Krefeld.

- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.
- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1989). – Hrsg. Minist. Umwelt, Raumordn. u. Landwirtsch. Nordrh.-Westf.: 65 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Kt.; Düsseldorf.
- Lagerstätten I – Steine und Erden – (1973). – Dt. Planungsatlas, **1** (5): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. PIEPER, B.; Hannover (Jänecke).
- Lagerstätten II – Kohlen, Erdöl und Erdgas, Salze, Erze und Minerale – (1973). – Dt. Planungsatlas, **1** (6): 1 Kt. 1 : 500 000, mit Textbeil. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Bearb. STORK, G.-H., & BACHMANN, M., & QUITZOW, H.-W., & STADLER, G., & HOYER, P.; Hannover (Jänecke).
- Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa, mit Erl. (1967). – Hrsg. B.-Anst. Bodenforsch., Bearb. SCHOTT, W., & JARITZ, W., & KOCKEL, F., & SAMES, C.-W., & STACKELBERG, U. VON, & STETS, J., & STOPPEL, D.: 225 Kt., 1 Tab.; Hannover.
- Umwelt Kreis Borken, Umweltatlas (1990). – Hrsg. Kreis Borken, Der Oberkreisdirektor: zahlr. Kt. u. Tab.; Borken.
- Vegetation (potentielle natürliche Vegetation) (1983) – Dt. Planungsatlas, **1** (3): 1 Kt. 1:500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplan.; Hannover (Schroedel).
- Wasserschutzgebiete in Nordrhein-Westfalen (Stand 1.7.1986) 1 : 50 000. – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
Blatt L 3808 Ahaus (1986)