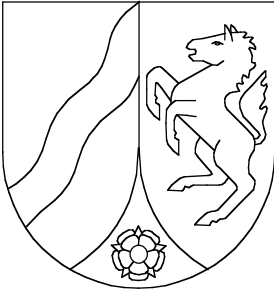


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



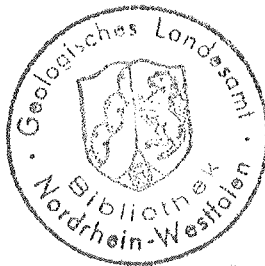
Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
3612 Mettingen

Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen

Von
AREND THIERMANN

Mit Beiträgen von HANS-JÜRGEN DUBBER, JAKOB KALTERHERBERG,
HANS-WOLFGANG REHAGEN und KARL HEINZ SUCHAN



Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1980

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000	Erl.	3612 Mettingen	200 S.	23 Abb.	12 Tab.	2 Taf.	Krefeld 1980
---	------	--------------------------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

Herausgabe Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen,
und Vertrieb: De-Greifff-Straße 195, D-4150 Krefeld

Bearbeiter:	Dipl.-Landw. Dr. H.-J. DUBBER Dr. J. KALTERHERBERG Dr. H.-W. REHAGEN Dipl.-Geol. Dr. K. H. SUCHAN Dipl.-Geol. Dr. A. THIERMANN	Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greifff-Straße 195 4150 Krefeld
-------------	--	--

Druck: Joh. van Acken, Krefeld

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorbemerkungen	13
2. Überblick	16
2.1. Geographischer Überblick	16
2.1.1. Morphologie	16
2.1.2. Gewässernetz	17
2.1.3. Klima	18
2.2. Geologisch-tektonischer Überblick	19
2.3. Erdgeschichtlicher Überblick	19
3. Schichtenfolge	22
Paläozoikum	22
3.1. Oberkarbon	22
3.1.1. Westfal B	28
3.1.1.1. Alstedder Schichten (cwBA)	28
3.1.2. Westfal C	30
3.1.2.1. Untere Ibbenbürener Schichten (cwclu)	30
3.1.3. Westfal D	41
3.1.3.1. Obere Ibbenbürener Schichten (cwdlo)	41
3.1.3.2. Rote Schichten (cwr)	46
3.2. Perm	49
3.2.1. Zechstein (z)	50
3.2.1.1. Zechstein 1	51
3.2.1.1.1. Zechstein-Konglomerat	51
3.2.1.1.2. Kupferschiefer	51
3.2.1.1.3. Zechstein-Kalk (z1,k)	53
3.2.1.1.4. Werra-Anhydrit	56
3.2.1.2. Zechstein 2	56
3.2.1.3. Zechstein 3 und 4	57
Mesozoikum	57
3.3. Trias	57
3.3.1. Buntsandstein (s)	57
3.3.1.1. Unterer Buntsandstein	59
3.3.1.2. Mittlerer Buntsandstein	59
3.3.1.3. Oberer Buntsandstein (Röt) (so)	60
3.3.2. Muschelkalk (m)	60

3.3.2.1. Unterer Muschelkalk (mu)	61
3.3.2.2. Mittlerer Muschelkalk	61
3.3.2.3. Oberer Muschelkalk	61
3.3.3. Keuper (k)	62
3.4. Jura	63
3.4.1. Lias (jl)	63
3.4.2. Dogger (jb)	64
3.4.3. Malm (jw)	65
3.4.3.1. Oxford (jwu)	65
3.4.3.2. Kimmeridge (jwm)	67
3.4.3.3. Tithon (jwo)	67
3.5. Unterkreide	68
3.5.1. Berrias (kbe)	69
3.5.1.1. Katzberg-Folge (= Oberer Münder-Mergel, Berrias 1)	69
3.5.1.2. Serpult (Berrias 2)	69
3.5.1.3. Bückeberg-Folge (= „deutscher Wealden“, Berrias 3)	69
Känozoikum	70
3.6. Tertiär	70
3.6.1. Eozän	71
3.6.2. Oligozän bis Miozän (ol-mi)	71
3.7. Quartär (q)	72
3.7.1. Pleistozän	72
3.7.1.1. Elster-Kaltzeit (qe)	72
3.7.1.2. Holstein-Warmzeit (qho)	74
3.7.1.3. Saale-Kaltzeit	74
3.7.1.3.1. Drenthe-Stadium	75
3.7.1.3.1.1. Periglaziale Ablagerungen vor der Drenthe-Eisbedeckung (D,,p)	75
3.7.1.3.1.2. Vorschütt sand (D, S, gf(1))	75
3.7.1.3.1.3. Grundmoräne (D,Mg)	78
3.7.1.3.1.4. Nachschütt sand (D,S, gf(2))	80
3.7.1.3.1.5. Kames („k)	81
3.7.1.3.2. Warthe-Stadium (sW,,p)	82
3.7.1.4. Eem-Warmzeit (ee)	82
3.7.1.5. Weichsel-Kaltzeit	83
3.7.1.5.1. Fließerde (w,Sl,fl)	83
3.7.1.5.2. Bach- und Flußablagerungen	84

3.7.1.5.2.1.	Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta;w,Sl,ta)	85
3.7.1.5.2.2.	Uferwall (w,S,sw)	87
3.7.1.5.3.	Windablagerungen	88
3.7.1.5.3.1.	Löß (,Lö)	90
3.7.1.5.3.2.	Sandlöß (,Lös)	90
3.7.1.5.3.3.	Älterer Flugdecksand (,S,a,(1))	90
3.7.1.5.3.4.	Ältere Dünen (,,d(1))	91
3.7.2.	Holozän	92
3.7.2.1.	Windablagerungen	92
3.7.2.1.1.	Jüngere Dünen (,,d(2))	92
3.7.2.2.	Bach- und Flußablagerungen	93
3.7.2.2.1.	Auensand (,Sl,ta;S,ta)	94
3.7.2.2.2.	Auenlehm (,L,ta)	94
3.7.2.2.3.	Raseneisenstein (,Er)	94
3.7.2.3.	Moorbildungen	95
3.7.2.3.1.	Hochmoor (,Hh) (H.-W. REHAGEN)	95
3.7.2.3.2.	Niedermoor (,Hn) (H.-W. REHAGEN)	101
3.7.2.3.3.	Moorerde (,Hm)	103
4.	Gebirgsbau	104
4.1.	Lagerungsverhältnisse	104
4.1.1.	Ibbenbürener Karbon-Scholle	104
4.1.1.1.	Westfeld	107
4.1.1.1.1.	Mathilde-Feld	107
4.1.1.1.2.	Rudolf-Feld	107
4.1.1.1.3.	Marianne-Feld	107
4.1.1.2.	Bockrader Graben	108
4.1.1.3.	Ostfeld	109
4.1.1.3.1.	Beust-Feld	109
4.1.1.3.2.	Oeynhausener-Feld	110
4.1.1.3.3.	Theodor-Feld	110
4.1.1.4.	Randstaffeln der Ibbenbürener Karbon-Scholle	110
4.1.1.4.1.	Zechstein-Randstaffel	111
4.1.1.4.2.	Trias-Randstaffel	111
4.1.1.4.3.	Jura-Randstaffel	112

4.1.1.5.	Nierenburger Horst	112
4.1.1.6.	Recker Mulde	112
4.1.1.7.	Neuenkirchener Sattel	113
4.2.	Alter der Gebirgsbewegungen	114
5.	Nutzbare Ablagerungen	118
5.1.	Brennbare Ablagerungen	118
5.1.1.	Erdöl und Erdgas	118
5.1.2.	Steinkohle	118
5.1.3.	Torf	120
5.2.	Steinsalz	121
5.3.	Erze	121
5.4.	Steine und Erden	123
5.4.1.	Sandstein	123
5.4.2.	Kalkstein	125
5.4.3.	Tonstein	126
5.4.4.	Kies	126
5.4.5.	Sand	127
6.	Hydrogeologie (K. H. SUCHAN)	128
6.1.	Grundwasserneubildung	128
6.1.1.	Grundwasserneubildung in Festgesteinen	130
6.1.2.	Grundwasserneubildung in Lockergesteinen	131
6.2.	Grundwasserführung und Grundwasserreserven	131
6.2.1.	Kluftgrundwasserleiter (Festgesteine)	131
6.2.2.	Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)	133
6.3.	Chemische Beschaffenheit des Grundwassers	133
6.3.1.	Grundwassertypen im Gebirgsland	136
6.3.2.	Grundwassertypen im Flachland	136
6.4.	Grundwassergewinnung	137
7.	Ingenieurgeologie (J. KALTERHERBERG)	138
7.1.	Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten	138
7.2.	Erdfälle	145
8.	Böden (H.-J. DUBBER)	147
8.1.	Faktoren der Bodenbildung	147
8.2.	Beschreibung der Böden	156

8.2.1. Terrestrische (grundwasserfreie) Böden	156
8.2.1.1. Braunerde	156
8.2.1.2. Parabraunerde	157
8.2.1.3. Podsol	157
8.2.1.4. Pseudogley	160
8.2.2. Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)	161
8.2.2.1. Gley	161
8.2.3. Organogene Böden	162
8.2.4. Anthropogene Böden	163
8.2.4.1. Plaggenesch	163
8.3. Nutzung der Böden	163
9. Bohrungen	166
10. Verzeichnis der Schriften und Karten	174

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Lage des Blattgebietes	16
Abb. 2	Das Normalprofil des Ibbenbürener Karbons	26-27
Abb. 3	Tonstein unterhalb Flöz Dickenberg	33
Abb. 4	Feinstratigraphisches Profil von Flöz Schmalebank	36
Abb. 5	Feinstratigraphisches Profil von Flöz Bentingsbank	36
Abb. 6	Feinstratigraphisches Profil der Schichtenfolge zwischen den Flözen Glücksburg und Buchholz-Flottwell	38-39
Abb. 7	Feinstratigraphisches Profil des Flözes Buchholz-Flottwell	43
Abb. 8	Flöz Buchholz-Flottwell mit dem hangenden Sandstein	44
Abb. 9	Plattige Sandsteine, kreuzgeschichtet, Rote Schichten	48
Abb. 10	Kupferschiefer und Zechstein-Kalk	52
Abb. 11	Knolliger Zechstein-Kalk	54
Abb. 12	Vom Eis aufgestauchte Scholle von Oberkarbon-Sandsteinen	76
Abb. 13	Kreuzgeschichtete, lehmige Kiese und Sande	77
Abb. 14	Fließerde	84
Abb. 15	Pollendiagramm des Vinter Moores	96-99
Abb. 16	Pollendiagramm aus dem Erdfall in Bad Steinbeck	102
Abb. 17	Übersicht der tektonischen Baueinheiten	105
Abb. 18	Längsstörung im Bockrader Graben	109
Abb. 19	Gewinnungsstellen von Steinen und Erden	124
Abb. 20	Grundwasserganglinien	139
Abb. 21	Bodenkundliche Übersicht	148-149
Abb. 22	Mittlere Grundwasserstände in einem Normal-, Naß- und Trockenjahr	159
Abb. 23	Nutzungsseignung der Böden	164

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	18
Tab. 2	Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons	23
Tab. 3	Stratigraphische Gliederung des Zechsteins	50
Tab. 4	Stratigraphische Gliederung der Trias	58
Tab. 5	Stratigraphische Gliederung des Juras	63
Tab. 6	Stratigraphische Gliederung der Unterkreide	68
Tab. 7	Stratigraphische Gliederung des Quartärs	73
Tab. 8	Hydrologische Jahresmittelwerte	130
Tab. 9	Grundwasseranalysen	134-135
Tab. 10	Bodenmechanische Kennwerte	140-141
Tab. 11	Mittlere Zahl der Trockenperioden	147
Tab. 12	Chemische und physikalische Daten von charakteristischen Bodenprofilen	150-153

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Tafel 1	Karte der Quartär-Basis 1:50 000
Tafel 2	Hydrogeologische Karte 1:50 000

1. Vorbemerkungen

Die geologische Aufnahme des Blattgebietes 3612 Mettingen läßt auf eine mehr als hundertjährige Geschichte zurückblicken (vgl. HAMM & HILTERMANN 1960, LUSZNAT & THIERMANN 1973).

Die ältesten Aufnahmen beschränken sich auf das südliche Drittel des Blattgebietes, das mit seinem flözführenden Karbon für den Bergbau von besonderem Interesse war. Die erste Kartierung dieses Teiles, etwa im Maßstab 1:35 000 geht auf HEINE (1861) zurück. Die Darstellung der geologischen Verhältnisse auf der Karte entspricht dem Stil der damaligen Zeit, in der mehr die stratigraphischen als die tektonischen Verhältnisse interessierten. So fehlen Störungen gänzlich. Die Schichtenausbisse und die Untergliederung der Schichtenfolge sind mehr allgemein gehalten. Außerdem fehlt in der topographischen Unterlage die Reliefdarstellung, und die Einzeichnung der Wege ist sehr mangelhaft. Ihren besonderen Wert hat die Kartierung zusammen mit der umfangreichen Beschreibung aber bis heute behalten, denn HEINE (1861) bringt eine Menge Beobachtungen von heute nicht mehr zugänglichen oder in Vergessenheit geratenen Orten.

Erst zu Beginn unseres Jahrhunderts legte HOERNECKE (1901) eine erste Kartierung des Südrandes der Ibbenbürener Karbon-Scholle und ihrer Zechstein-Umrandung in dem klassischen Maßstab 1:25 000 vor. Auf dieser Karte sind zum ersten Male auch einzelne Flöze unterschieden und Störungen eingetragen. Die topographische Unterlage war mit nur wenigen eingetragenen Wegen und Höhenlinien recht allgemein gehalten.

In den Jahren 1904 und 1905 begann O. TIETZE von der Königlichen geologischen Landesanstalt und Bergakademie in Berlin mit der amtlichen geologischen Aufnahme der Ibbenbürener Karbon-Scholle im Blattgebiet. Die Ergebnisse wurden später von TIETZE (1912) veröffentlicht. Auf seiner Karte sind sowohl die Flöze als auch ihre Zwischenmittel, wie Sandsteine und „Schiefertone“, ausgehalten. Vor allem sind die tektonischen Verhältnisse genauer dargestellt. Das Mesozoikum der Randstaffeln ist näher untergliedert und im Quartär wurden mehrere Abteilungen unterschieden.

Nachdem in der Folgezeit besonders die Kenntnis der Karbon-Stratigraphie einen Aufschwung genommen hatte, und der Bergbau zunehmend größere Teile des Gebietes erschloß, gelang durch die Auswertung der Tiefbohrung Ibbenbüren IV GOTHAN & HAACK (1924) und GOTHAN (1925) der Anschluß an das Ruhrkarbon.

Die Auswertung dieser und neuerer Erkenntnisse für den geologischen Bau der Karbon-Scholle und ihrer Randstaffeln fand dann in der Monographie von A. EBERT (1954) zusammen mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:25 000 ihren Niederschlag. Sie ist gegenüber den älteren Kartierungen ein außerordentlicher Fortschritt, sowohl in der stratigraphischen Untergliederung als auch in der tektonischen Darstellung.

Inzwischen sind jedoch die Kenntnisse des Ibbenbürener Karbons durch den vorangeschrittenen Bergbau und die Untersuchungsbohrungen im Bockrader Graben (BÄSSLER 1968, SCHUSTER 1971 b) und die Untertagebohrung UB 150 von der Sohle des Nordschachtes südlich Mettingen (BÄSSLER 1970, 1971, JOSTEN & R. TEICHMÜLLER 1971, STADLER

1971a, STADLER & R. TEICHMÜLLER 1971, SCHUSTER 1971a) weiter vertieft worden. Verschiedentlich wurden Fragen der Tektonik und Stratigraphie des Karbons mit R. BÄSSLER (Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren der Preussag AG) diskutiert, wofür auch hier gedankt wird.

Die geologische Aufnahme des nördlich an die Karbon-Scholle angrenzenden Flachlandgebietes mit seinen quartären, auf einem tertiären und mesozoischen Sockel lagernden Schichten wurde erst sehr viel später, im Jahr 1947 durch C. W. KOCKEL im westlichen Randbereich begonnen, jedoch nicht abgeschlossen. Diese mehr einer ersten Übersicht dienenden Aufnahmen wurden dann für den Untergrund ergänzt durch genauere Darstellungen von BÄSSLER (1970: Abb. 6) und BREYER (1971: Taf. 2) im Maßstab 1:100 000 und kleiner.

Die geologische Neuaufnahme des Flachlandteiles und die Überarbeitung der Aufnahmen des Untergrundes und des Gebirgslandes erfolgten im Frühsommer 1965 und 1972 und im Sommer 1971. Dabei bestätigten sich zwar die Grundzüge des geologischen Baues soweit sie bekannt waren. Im einzelnen ergab sich jedoch naturgemäß eine beträchtliche Erweiterung und stellenweise auch Abwandlung in der Einstufung, Umgrenzung und Gliederung der geologischen Einheiten, insbesondere des Quartärs.

Der Flachlandteil und einige Bereiche des Gebirgslandes wurden systematisch durch 2 m tiefe Handbohrungen abgebohrt. Insgesamt wurden über 1000 Bohrungen niedergebracht, davon stammen 250 von C. W. KOCKEL. Zur Erforschung des Quartärs und des mesozoischen oder tertiären Untergrundes wurden im Flachlandgebiet drei Kernbohrungen bis zu 25 m Tiefe abgeteuft. Die in der Randaufstellung angeführten geologischen Einheiten stehen nicht alle im Blattgebiet zutage an, da sie entweder nur in Bohrungen angetroffen beziehungsweise im Untergrund vermutet wurden oder aber an der Oberfläche eine zu geringe Ausdehnung haben. Für die Kartierung haben sich beim Fortgang der Untersuchungen die Verwendung und Auswertung der Bodenkarte 1:5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung (ARENS 1960, OELKERS 1971, MÜCKENHAUSEN & MERTENS 1966, STÖHR 1960) und die Unterlagen der Bodenschätzung selbst als sehr nützlich erwiesen. Diesen Unterlagen waren unter anderem besonders gut Anhalte für die Grenzen zwischen der Grundmoräne, den Sanden, Löß und Moor und den paläo- und mesozoischen Festgesteinen zu entnehmen. So wurde ein rationelles Ansetzen der Kartierbohrungen ermöglicht.

Die landwirtschaftliche Kultivierung des Blattgebietes hat in den vergangenen Jahrzehnten seit Beginn unseres Jahrhunderts stark zugenommen. Die damit einhergehenden Veränderungen (BEHR 1971) sind besonders in den Flachlandbereichen oft nicht mehr erkennbar. Der Naturzustand ist auf vielen größeren und kleineren Flächen, besonders im Bereich der Talauen, flacher Dünenrücken und der Moore stärker abgewandelt.

Für die Klärung solcher Fragen erwies sich der Vergleich mit den alten Topographien aus dem 19. Jahrhundert, also vor den einschneidenden Kultivierungsmaßnahmen als sehr nützlich. Dargestellt sind sie in der über das Landesvermessungsamt NW, Bonn-Bad Godesberg zugänglichen topographischen Uraufnahme 1:25 000 des Preußischen Topographischen Bureaus (für das Blatt Mettingen aus dem Jahre 1842) und in der topographischen Neuaufnahme 1:25 000 der Königlich Preußischen Landesaufnahme (für das Blattgebiet aus dem Jahre 1895). Die letztere Aufnahme ist ständig berichtigt bis in unsere Zeit fortgeführt und diente auch als topographische Unterlage für die geologische Landesaufnahme.

Für den Gebirgstheil des Blattgebietes wurde mit gutem Erfolg die stereoskopische Betrachtung von Luftbildern (MÜHLFELD 1964, KRONBERG 1976) im Maßstab etwa 1 : 15 000 angewendet. Störungen und Schichtgrenzen konnten durch die Überhöhung besonders in überbautem Gebiet und in waldigen Bereichen stellenweise besser als an Ort und Stelle erkannt und verfolgt werden. Für das Flachlandgebiet hingegen war die Flughöhe bei der Luftaufnahme zu hoch, so daß die geringen Reliefunterschiede nicht hervortraten. Eine Befliegung aus dem Jahre 1960 lag für das Blattgebiet vor.

2. Überblick

2.1. Geographischer Überblick

2.1.1. Morphologie

Morphologisch gliedert sich das Blattgebiet (Abb. 1) in zwei Teile, davon gehört der südliche, kleinere Bereich mit der Ibbenbürener Bergplatte, auch Schafberg genannt, zum Gebirgsland (WIEMANN 1928). Der weitaus größere, nördliche Blattbereich hingegen zählt zum norddeutschen Flachland (WAHNSCHAFTE 1909, GOHL 1972, ALTEVOGT 1973). Dafür sind die weiteren, von vorwiegend sandigen quartären Ablagerungen aufgebauten Ebenen eigentümlich, unter denen ein mehr oder weniger unruhiger Sockel von Festgesteinen anzutreffen ist. Nur wenn eine gewisse Härte des Gesteins oder günstige Lagerungsverhältnisse vorliegen, ragen diese älteren Schichten hervor und gliedern die sonst eintönig flache Landschaft.

So wird das Flachlandgebiet im Osten in der Bauerschaft Westerbeck durch einen Nord-nordwest-Südsüdost verlaufenden und bis auf + 80 m NN ansteigenden Höhenzug gequert, der infolge der wechselnden Ausbildung der Schichten und tektonischer Verstellungen eine wellige Quer- und Längsgliederung erfahren hat.

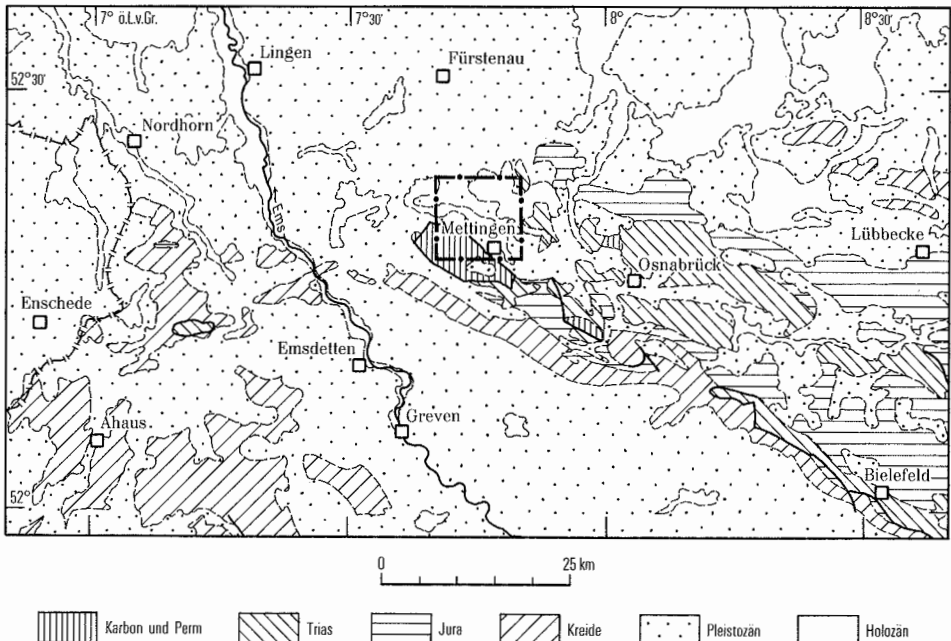


Abb. 1. Lage des Blattgebietes

Die im großen gesehen eintönige Landschaft des Flachlandbereiches weist besonders in ihrem südlichen Teil eine im einzelnen oft lebhaftige Gliederung des Reliefs im Bereich weniger Meter auf. Sie wird hervorgerufen durch aufgesetzte Dünen und Flugdecksandfelder, durch ausgeblasene Deflationswannen und die vom Wasser geschaffenen ebenen Talböden und Uferwälle. Hinzu kommen die durch die Verwitterung aufgrund ihrer Härte herausmodellierten Grundmoränenplatten mit Schmelzwasserkiesen, wie sie typisch in den Bauerschaften nordöstlich der Linie Schlickelde – Mettingen entwickelt sind.

Der wohl eigentümlichste Landschaftsteil ist das Vinter Moor im Nordosten des Blattgebietes. Dies ehemals baumlose Hochmoor ist heute weitgehend kultiviert (vgl. auch S. 95).

Insgesamt ist der Flachlandbereich des Blattgebietes ähnlich wie in den benachbarten Räumen nach Nordwesten abgedacht. So sinkt die mittlere Höhe von ungefähr + 62 m NN im Südosten auf ungefähr bei + 42 m NN im Nordwesten ab.

Im Süden erhebt sich steil und unvermittelt um + 90 m NN das bis auf + 150 m NN ansteigende Gebirgsland der Ibbenbürener Bergplatte. Sie greift hier mit ihrer nördlichen Hälfte auf den Blattbereich über. Wegen des Höhenunterschiedes sind die aus dem Vorland in die Bergplatte eindringenden Täler tief eingeschnitten und haben daher in ihrer näheren Umgebung wie am Queren- und am Mittelberg ein belebtes Relief erzeugt. Eine aus geologischen Gründen etwas weitläufigere Zertalung findet sich in der Bauerschaft Bockraden.

Der Zentralteil des westlichen Bereichs mit dem Staatsforst Münster in der Umgebung des Rudolf-Schachtes hingegen bildet ein nur wenig gegliedertes Hochplateau. Die Zertalung hat diesen Teil noch nicht erreicht. Sie schreitet aber vom Rande schon langsam vor. Die Streichrichtung der einzelnen Täler ist in erster Linie durch den Verlauf von Störungen und das Streichen der Schichten vorgegeben.

2.1.2. Gewässernetz

Der Blattbereich gehört zum Stromgebiet der Ems (THIERMANN 1974). Den Hauptvorfluter bildet der nördlich und östlich von Mettingen zunächst Mettinger Aa genannte Flußlauf, der jenseits des Mittellandkanals südlich Recke dann Recker Aa bezeichnet wird. Im westlich anschließenden Gebiet des Blattes 3611 Hopsten führt er den Namen Hopstener Aa.

Die Mettinger Aa entsteht bei Haus Langenbrück östlich von Mettingen bei + 60 m NN aus dem Zusammenfluß mehrerer unbenannter Bäche aus den Bauerschaften Muckhorst und Metten kommend. Sie quert in einem großen Bogen den mittleren Teil des Blattgebietes und verläßt ihn als Recker Aa bei ungefähr + 43 m NN an der Hammer-Mühle in der Bauerschaft Twenhusen westlich von Recke. Die auf den alten topographischen Karten noch angegebenen engen Mäanderschlingen sind bei dem Ausbau durchstoßen und zugeschüttet worden. Heute verläuft der Fluß in einem verhältnismäßig wenig geschwungenem Bett.

Die Zuflüsse links der Aa wie der Mettinger und der Steinbecker Mühlenbach hatten ihren Ursprung in Quellen der Ibbenbürener Bergplatte. Durch den Bergbau sind diese aber heute versiegt (s. S. 93), da das Grundwasser im Bereich der Ibbenbürener Scholle und seines unmittelbaren Vorlandes meist in die Tiefbaue abgezogen wird. Diese ehemals bedeutenderen Wasserläufe beginnen heute nur noch in Drainagegräben, wenn auch an einzelnen Stellen des Gebirges das Wasser aus Quellschloten zusitzt.

Die Zuflüsse rechts der Aa hatten schon ursprünglich eine geringere Bedeutung, sie waren und sind durchweg keine ausgeprägten Wasserläufe sondern stellen auch hier mehr Dränagegräben dar. In der Düsterdiecker Niederung allein erreichen die Gräben ein größeres Ausmaß und sind hier auch als Hauptgraben und Westerbecker Graben bezeichnet.

2.1.3. Klima

Das Blattgebiet gehört zum nordwestdeutschen Klimabereich, der durch die vorwiegend atlantischen feuchten Luftmassen gekennzeichnet ist, während die trockenen kontinentalen Luftmassen aus dem Osten meist nur für kurze Zeit bedeutsam werden. So zeichnet sich hier das Klima durch milde regenreiche Winter und nur selten trockene heiße Sommer aus.

Genaue Hinweise dazu geben die Karten im Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960), die Tabellen von NIEMANN (1962, 1965) und SCHNELL (1955). Einige Mittelwerte daraus sind in der Tabelle 1 zusammengestellt.

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungs- periode
mittlerer jährlicher Niederschlag (mm)	~ 730	1931 - 1950
mittlerer Niederschlag im Sommerhalbjahr (mm) (1. 4. - 30. 9.)	~ 390	1931 - 1950
mittlerer Niederschlag im Winterhalbjahr (mm) (1. 10. - 31. 3.)	~ 340	1931 - 1950
mittlere jährliche Verdunstung (mm)	~ 460	1931 - 1950
mittlerer jährlicher Abfluß (mm)	~ 250	1931 - 1950
mittlere Abflußspende im Sommerhalbjahr (l/s · km ²) (1. 4. - 30. 9.)	~ 8	1931 - 1950
Anteil der Schneemenge am Jahresniederschlag (%)	10	1881 - 1930
mittlere Anzahl der Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0° C)	15	1881 - 1930
mittlere Anzahl der Frosttage im Jahr (Tiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0° C)	90	1881 - 1930
mittlere Anzahl der Sommertage im Jahr (Höchstwert der Temperatur mindestens 25° C)	20	1881 - 1930
mittlere Lufttemperatur im Jahr (° C)	8 - 9	1881 - 1930
mittlere wirkliche Lufttemperatur im Januar (° C)	0 - 1	1881 - 1930
mittlere wirkliche Lufttemperatur im Juli (° C)	16 - 17	1881 - 1930

Insbesondere RÖTSCHKE (1970) wies auf den Gegensatz der meist trockenen, grundwasserferneren und daher wärmeren Höhen zu den feuchten Niederungen und moorigen Gebieten hin. Diese sind in der Regel kühler, da ein Teil der zugestrahlten Wärme durch die Verdunstung der Bodenfeuchtigkeit verbraucht wird.

Die Schwankungen einzelner Werte sind durch die Höhengliederung des Blattgebietes bestimmt.

2.2. Geologisch-tektonischer Überblick

Der geologische Bau des Blattgebietes wird durch zwei tektonische Einheiten bestimmt, die sich auch in der Morphologie widerspiegeln (s. S. 16). Der kleinere südliche Teil wird von dem hier von Süden übergreifenden Nordteil der Ibbenbürener Karbon-Scholle geprägt. Den nördlichen größeren Teil, getrennt durch eine lang durchlaufende, streichende Störung, nimmt die Recker Mulde mit den Schichten des Wealdens (= Berrias 3) als Muldenkern ein. Doch wird dieser Muldenbau unter mächtigen quartären Ablagerungen und im Norden auch tertiären Sedimenten verborgen.

In der Ibbenbürener Bergplatte, einer Bruchscholle, tritt das flözführende Oberkarbon mit dem Westfal C und D zutage. Falten fehlen, es sind vielmehr schwache Wellungen, die durch einzelne Quersprünge in größere Schollen zerlegt werden. Ganz allgemein gesehen treten am Südrand der Karbon-Scholle die älteren und am Nordrand die jüngeren Schichten zutage. Durch eine im Blattgebiet stets zum Vorland hin steil einfallende und vom Quartär verdeckte Randverwerfung wird das Karbon von Staffeln jüngerer Formationen umgürtet. Diese sind durchweg vom Quartär bedeckt. Als randnächste Abteilungen treten Zechstein, Buntsandstein und auch Jura auf.

Während die paläozoische Baueinheit recht weitflächig zutage tritt, ist die den Nordteil beherrschende Recker Mulde weithin vom Tertiär und Quartär bedeckt. Nur der südöstliche Muldenschuß östlich Mettingen erscheint an der Tagesoberfläche. Die am Nordostflügel steiler stehenden Schichten bilden gleichzeitig die Flanken des auf dem östlichen Anschlußgebiet ausgedehnten Neuenkirchener Sattels.

Ablagerungen des Quartärs bedecken in großer Mächtigkeit das Flachland. In einer mehr oder weniger dünnen Decke liegen sie auch auf den Höhen mit anstehendem Paläozoikum und Mesozoikum. Aus dem Altpleistozän sind uns nur wenige Sedimente bekannt. Bedeutsam und für diesen Raum typisch sind die Schichten aus dem Mittel- und Jungpleistozän und Holozän (MERKT 1971).

Die wesentlichen und landschaftsgestaltenden Elemente bilden die saalezeitlichen Schmelzwasserablagerungen und die Grundmoräne nördlich Mettingen, die weichselzeitlichen Talsandebenen bei Recke und die aus der gleichen Zeit stammenden Windablagerungen (Flugdecksand und Löß). Den Nordosten prägen die Reste des Vinter Moores. Das Netz der ehemaligen und heutigen Wasserläufe wird durch die meist nur wenig eingetieften Talböden deutlich. Den Verlauf der Mettinger (Recker) Aa bezeichnen zusätzlich noch die Uferwälle.

3. 2.2. Erdgeschichtlicher Überblick

Im Blattgebiet beginnt die uns bekannte geologische Überlieferung (KELLER 1973) mit dem Westfal B, C und D des Oberkarbons. Diese Schichten wurden in dem riesigen Delta

eines vom Südrand des vorvariscischen Außenrahmens herabkommenden und am Nordufer der variscischen Saumtiefe mündenden Flußsystems abgelagert.

Die ganze Schichtenfolge ist mit Ausnahme der marinen Horizonte und der Kohlenflöze fluviatil entstanden. Die Saumtiefe senkte sich synsedimentär ab, unterbrochen von häufigen, nach oben hin selteneren Stillstandslagen, währenddessen Moore entstanden, aus denen sich dann durch Übersättigung und spätere Diagenese die Kohlenflöze bildeten.

Während der Inhalt der eigentlichen, weiter südwestlich liegenden subvariscischen Saumtiefe an der Wende vom Westfal zum Stefan durch die asturische Orogenese zum Ruhrkarbon aufgefaltet und die Rheinische Masse dadurch vergrößert wurde, blieb das ihr im Nordosten vorgelagerte niedersächsische Westfal-D-Becken, zu dem auch das Blattgebiet gehört, im wesentlichen außerhalb des variscischen Faltungsraumes und wurde daher nur von geringfügigen Bewegungen erfaßt. Als Folge der asturischen Gebirgsbildung reicht die Rheinische Masse nahe an den Südrand des Blattgebietes heran. Sie hatte Einfluß auf die Sedimentation bis an den Ausgang der Unterkreide.

Diese unmittelbare Nähe des Festlandes machte sich zunächst während des Zechsteins in einer gegenüber dem Hauptbecken etwas abgewandelten marinen chemischen Sedimentation bemerkbar.

Auch während der Trias lag das Blattgebiet nahe dem Westrand des schon im Zechstein entstandenen Germanischen Beckens. Die Schichten der Trias wurden als eine epikontinentale Schelfablagerung unter subtropisch semiaridem Klima in einer übersalzenen Flachsee auf einem gleichmäßig sinkenden Beckenteil sedimentiert. Die Fazies ging dabei von den klastischen Schüttungen des Buntsandsteins über die chemischen Sedimente des Muschelkalks zu den mehr gemischten des Keupers, wo teilweise auch brackisch-marine Verhältnisse herrschten. Schon während der Ablagerung der Trias machten sich epirogenetische Bewegungen bemerkbar, die insbesondere zu einem transgressiven Übergreifen des Mittelrheins führten.

Im Jura dehnte sich das Germanische Becken noch weiter aus und gliederte sich dabei in mehrere Teilbereiche. Zu einem dieser Teilbereiche, dem Niedersächsischen Becken gehörte auch das Blattgebiet. Zunächst wurden rein marine, fossilreiche, vorwiegend tonige Schichten aus dem langsam sinkenden Untergrund abgelagert. Erst im oberen Jura, dem Malm, wurde dieser Vorgang durch neue Hebungen und Verstellungen abgewandelt. Sie stehen im Zusammenhang mit den jungkimmerischen Gebirgsbewegungen. Als Folge transgredieren einige Schichtglieder des höheren Malms auf ältere Ablagerungen. Gleichzeitig wandelte sich die Fazies von den rein marinen Verhältnissen zu brackischen, die dann in den brackisch-limnischen des „Wealdens“ (= Berrias 3, KEMPER 1973) ihren Abschluß fanden. Mit dem „Wealden“ endet gleichzeitig die Überlieferung mesozoischer Schichten aus dem Blattgebiet.

Die hier ursprünglich ebenfalls abgelagerten Schichten der Kreide sind während des Tertiärs im Gefolge der subherzyn-laramischen Gebirgsbewegung in der Oberkreide und an der Wende Kreide/Tertiär wieder abgetragen worden.

Bei dieser Gebirgsbildung wandelte sich die paläogeographische Einheit des Niedersächsischen Beckens in das tektonische Element des Niedersächsischen Tektogens (BOIGK 1968). Dabei wirkte die Rheinische Masse im Süden als ein starrer Block gegen den die mit einer Einengung einhergehende Bruchfaltung gerichtet war. Zu dieser Zeit entstand die Recker Mulde, und durch vertikaltektonische Vorgänge zusammen mit zerrenden Bewegungen wurde die Ibbenbürener Karbon-Scholle herausgehoben.

Gleichzeitig mit der Aufrichtung der ehemals horizontal abgelagerten Schichten begann auch ihre Abtragung. Diese schritt so schnell voran, daß die nur kurze Zeit währenden Meeresvorstöße im Tertiär bereits den mesozoischen Unterbau vorfanden, wie wir ihn noch heute an der Basis der Tertiär- oder Quartär-Ablagerungen antreffen.

Das Quartär brachte erhebliche Veränderungen. Während des Pleistozäns herrschten starke Klimagegensätze, die zwischen Inlandeisbedeckungen und Warmzeiten schwankten. Wechselnd mächtige Folgen lockerer Kiese, Sande, Geschiebemergel und Torfe wurden damals abgelagert. An der Oberfläche am weitesten verbreitet sind naturgemäß die Sedimente der letzten Kaltzeit. Ihre Umlagerung setzte sich bis in das Holozän hinein fort, wo besonders die kleinen Wasserläufe weiter ausgetieft und Dünen und Flugdecksande abgelagert wurden.

3. Schichtenfolge

Die auf der geologischen Karte und den dazugehörigen Schnitten dargestellten Schichten reichen vom Oberkarbon bis in das Quartär. Die Oberkreide und große Teile der Tertiär-Bedeckung sind nicht mehr erhalten.

Paläozoikum

3.1. Oberkarbon

Die ältesten im Blattgebiet bekannt gewordenen Schichten gehören zum Westfal. Davon treten das Westfal C und D auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle, dem Schafberg zutage, während das Westfal B nur aus Bohrungen und durch den Bergbau im Ostfeld südlich Mettingen bekannt ist.

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle ist das am weitesten nördlich gelegene zutage anstehende Vorkommen von Karbon in Nordwestdeutschland (FABIAN 1971, FABIAN & G. MÜLLER 1962). Zusammen mit den weiter im Osten liegenden etwas jüngeren Oberkarbon-Vorkommen werden diese Auftragungen älterer Gesteine auch als Osnabrücker Karbon zusammengefaßt.

Eine erste Beschreibung des Karbons von Ibbenbüren gab schon KARSTEN (1799), dem dann HOFFMANN (1826, 1827 a, 1827 b), GÖPPERT (1854) und HEINE (1861) folgten. Eine genauere stratigraphische Einstufung und einen Vergleich mit dem Ruhrkarbon versuchte als erster RUNGE (1892), der die Ablagerungen zu den Magerkohlen-Schichten stellte. Aber schon kurze Zeit später erkannte CREMER (1895) an den Pflanzenfossilien, daß hier Schichten vorliegen, die teilweise jünger als die Gesteinsfolge des Ruhrkarbons sind, die heute als Horster Schichten bezeichnet wird. Nachdem die Dissertation von HOERNECKE (1901) erschienen war, legte TIETZE (1912) eine geologische Spezialkartierung des Ibbenbürener Karbons mit einer ausführlichen Schichtenbeschreibung vor. Sie wurde durch eine moderne Monographie von A. EBERT (1954) revidiert. Für Spezialfragen sei daher hierauf ausdrücklich verwiesen.

Die stratigraphische Einstufung (PAPROTH & R. TEICHMÜLLER & REMY 1963) und der Anschluß an das Ruhrkarbon ergaben sich erst mit der in den Jahren 1921 und 1922 abgeteuten Bohrung Ibbenbüren IV (GK 25: 3712 Tecklenburg, vgl. THIERMANN 1970 a). Sie durchsank in 731–735 m Tiefe einen marinen Horizont, der, nach anfänglicher Skepsis von GOTHAN & HAACK (1923, 1924), dann doch von GOTHAN (1925) aus paläobotanischen Gründen mit dem Ägir-Horizont an der Basis der Dorstener Schichten (= Basis des Westfals C) parallelisiert wurde. Diese Vorstellung wurde auch von JOSTEN (1966) und PAPROTH (in JOSTEN 1966) nach einer Revision des damals geborgenen Fossilmaterials bestätigt. Die Ablagerungen unter dem Ägir-Horizont, den man in Ibbenbüren früher auch als Neptun-Horizont bezeichnete, wurden von GOTHAN & HAACK (1924) als Alstedder Schichten benannt. Sie entsprechen nach KUKUK (1938) und PAPROTH (in JOSTEN 1966) dem Westfal B (Tab. 2).

Tabelle 2
Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons

Stufe	Ruhrgebiet	Blatt Mettingen
Stefan		regionale Schichtlücke
Westfal D	regionale Schichtlücke	Röte Schichten (cwndR)
		Obere Ibbenbürener Schichten (cwndlo)
Westfal C	Dorstener Schichten	Untere Ibbenbürener Schichten (cwclu)
Westfal B	Horster Schichten	Alstedder Schichten
	Essener Schichten	

Die Folgen sämtlicher auf der Ibbenbürener Bergplatte aufgeschlossenen Schichten, von der Basis des Ägir-Horizontes an, einschließlich der Roten Schichten, wurden von GOTHAN & HAACK (1924) als Ibbenbürener Schichten bezeichnet. Die Unteren Ibbenbürener Schichten vertreten das Westfal C, während die Oberen zum Westfal D gehören.

Während die Grenze zwischen Westfal B und C durch den Ägir-Horizont erkannt war, blieb die Grenze zwischen Westfal C und D länger ein Streitobjekt (vgl. A. EBERT 1954 und JOSTEN 1966), ohne daß man sich endgültig entscheiden konnte. Heute wird sie aufgrund von Pflanzenfunden (*Neuropteris ovata* HOFFMANN) an das Dach des Flözes Dickenberg gelegt (BODE 1953 und JOSTEN 1966). A. EBERT (1954) hatte sie allein aus praktischen Erwägungen an die Basis der weiter oben einsetzenden Roten Schichten gesetzt. Die Roten Schichten gehören zum höheren Teil des Westfals D.

Doch erst die aus bergwirtschaftlichen Gründen (MÜLLENSIEFEN 1971, BÄSSLER & VORHOFF 1971) im Nordschacht südlich Mettingen abgeteufte Untersuchungsbohrung UB 150 und die Übertagebohrungen Bockraden 1 - 5 ergaben die Möglichkeit eines zufriedenstellenden Vergleichs der stratigraphischen Gliederung innerhalb des Ibbenbürener Karbons (BÄSSLER 1971; SCHUSTER 1971 a, b) und einer ebensolchen Korrelation mit dem Ruhrgebiet und den übrigen Karbon-Vorkommen des nordwestdeutschen Raumes (JOSTEN & R. TEICHMÜLLER 1971, STADLER 1971 a). Damit sind allerdings auch einige Angaben, insbesondere die Mächtigkeiten bei A. EBERT (1954) und THIERMANN (1970 a) überholt. Die gesamte in Ibbenbüren aufgeschlossene Mächtigkeit des Karbons (s. Tab. 2) berechneten JOSTEN &

R. TEICHMÜLLER (1971: Taf. 1) auf rund 1 900 m mit 84 Kohlenflözen. Davon entfallen 330 m auf das obere Westfal B, das im Ruhrgebiet als Horster Schichten und hier bei Ibbenbüren als Alstedder Schichten benannt wurde. Darüber lagert das ungefähr 850 m mächtige Westfal C, das hier als Untere Ibbenbürener Schichten bezeichnet wird. Es entspricht in seinem unteren und mittleren Teil den Dorstener Schichten des Ruhrgebietes (Tab. 2). Das Karbon schließt ab mit dem etwa 640 m mächtigen Westfal D, den Oberen Ibbenbürener Schichten und den ungefähr 220–400 m mächtigen Roten Schichten, die nach JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) und KNAUFF & KÖWING & RABITZ (1971) altersgleich mit den Roten Schichten von Hüggel und Piesberg sind.

In den Jahren 1974–1975 ließen die Steinkohlenbergwerke der Preussag AG Ibbenbüren im Westfeld drei weitere Untersuchungsbohrungen (Bohrungen Westfeld 1–3) von über Tage durchführen, um jene Flöze zu erkunden, die unter den im Abbau befindlichen liegen. Die aus dem Bergbau bekannten Schichten wurden dabei durchmeißelt, während die im Westfeld unbekannte Folge ab 250 m unter dem Ägir (= Neptun)-Horizont, zum Westfal B gehörend, gekernt wurde.

Ein Normalprofil des Ibbenbürener Karbons gibt die Abbildung 2 wieder. Das Osnabrücker Karbon und damit auch das Ibbenbürener Vorkommen sind weniger durch die ehemalige tiefe Versenkung im Niedersächsischen Becken (GOTHAN & HAACK 1924) als vielmehr durch die zusätzliche postunterkretazische Intrusion des Bramscher Massivs (HAHN & KIND 1971, MUNDY 1971, STAHL 1971, THYSSSEN & ALLNOCH & LÜTKEBOHMERT 1971) sehr viel stärker inkohlt als das Ruhrkarbon (BARTENSTEIN & M. & R. TEICHMÜLLER 1971; BUNTEBARTH & R. TEICHMÜLLER 1979; KREMP & R. TEICHMÜLLER 1953; M. & R. TEICHMÜLLER 1950, 1951; M. & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1979).

Wie STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) zeigten, sind aber auch die Sand- und Tonsteine von Ibbenbüren stärker diagenetisch umgewandelt als die gleichalten Schichten im Ruhrgebiet, im Münsterland oder den übrigen Bereichen Norddeutschlands. Am wenigsten verändert sind die Gesteine des Westfals C. Sie gehören zur Kaolin-Zone, da es hier insbesondere in den Tonsteinen zu häufigen Kaolinitneubildungen gekommen ist. Darunter wurde in der Bohrung UB 150 eine Sedimentfolge mit stark reduzierten Kaolingehalten angetroffen. Sie weist intensive Illit-Serizit-Neubildungen auf und wird als Übergangszone bezeichnet. Die in der Bohrung Münsterland 1 bei Billerbeck in größerer Tiefe aufgefundene hochdiagenetische, völlig kaolinfreie Serizit-Zone (STADLER 1963) wurde hier noch nicht erreicht.

Die Schrägschichtung der heute zu Sandsteinen und Konglomeratbänken verfestigten Sande und Gerölle veranlaßte verschiedene Autoren zu Untersuchungen über die Herkunftsgebiete der Sedimente. So kamen BEYENBURG (1933), BRUNE (1932), PILGER (1949) und A. EBERT (1954) aufgrund von Schrägschüttungsmessungen zu dem Ergebnis, daß der überwiegende Teil von einem Hochland im Norden geschüttet sei. LUX (1961) hingegen fand mehr Hinweise für eine vorwiegende Schüttung aus dem Osten und untergeordnet aus dem Südwesten bis Nordwesten. Nach BRAUER & BUNTFUSS (1966) schließlich erfolgte die Schüttung hauptsächlich aus Nordosten bis Südosten.

STILLE (1951) hat die tektonische Lage dieses Liefergebietes näher erläutert, das er als den vorvariscischen Außenrahmen deutete, gegen den die variscische Faltung gerichtet war. Das Vorkommen silurischer Graptolithen nach einer Bestimmung von EISENACK (in R. TEICHMÜLLER 1954) in Lyditgeröllen des Piesberger Karbons läßt es wahrscheinlich sein, daß der sich im Liefergebiet als Festland heraushebende kaledonisch gefaltete Unterbau des Karbon-Trogos zum Teil von Silur aufgebaut wird.

Die unterschiedlichen Anschauungen über die Herkunftsrichtung haben ihren Grund in dem Ablagerungsraum des Oberkarbons als einem riesigen, mehr landeinwärts gelegenen Deltabereich (BRÄUER & BUNTFUSS 1966) am Nordrand der subvariscischen Saumtiefe (HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971, R. TEICHMÜLLER 1954, 1962). Dort wechseln naturgemäß die Strömungsrichtungen besonders schnell, und ein rascher Fazieswechsel in vertikaler und horizontaler Richtung ist typisch. Es läßt sich daher für das ganze Ibbenbürener Karbon nur ein ungefähr gültiges Normalprofil aufstellen. Die Schichtenfolge des Karbons ist mit Ausnahme des Ägir-Horizontes und einiger weniger, zuerst von PAPROTH (in JOSTEN 1966) und SCHUSTER (1968) sowie später von KNAUFF (1971 a, b), BÄSSLER & HOYER & JOSTEN (1971) und PAPROTH (1962, 1971 a, b) beschriebener mariner Einschaltungen eine vorwiegend fluviatile Ablagerung. Der Sedimentationsraum senkte sich syndementär ab, unterbrochen von häufigen Stillstandszeiten, während derer Waldmoore entstanden, aus denen sich später die Kohlenflöze bildeten.

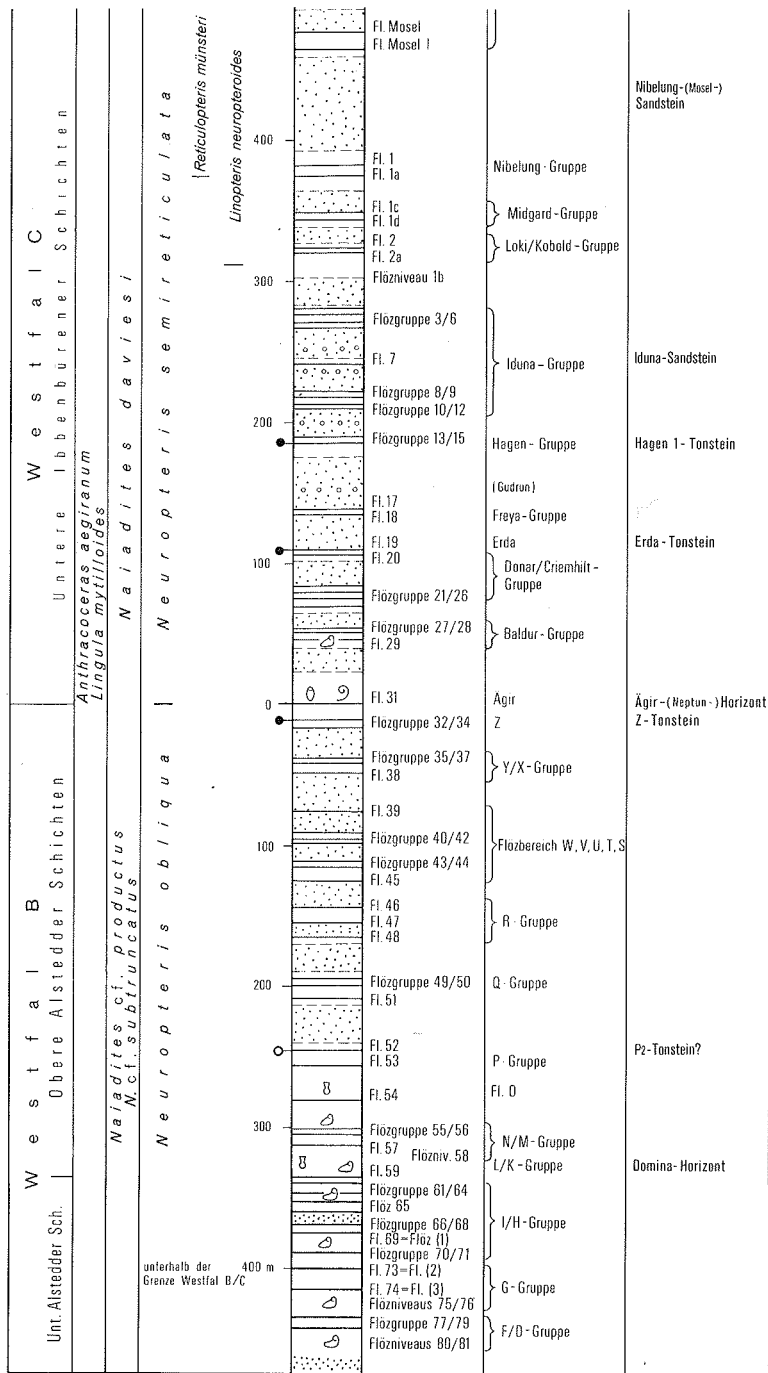
Das unbeständigste Schichtenglied sind hier auf nur kurze Entfernung durchhaltende Geröllhorizonte, deren Material von sehr rasch und schnell fließenden Gewässern abgesetzt wurde (CREMER 1894). Es sind zur Hauptsache Gangquarze, untergeordnet Quarzite, Lydite und Kieselschiefer. Diese sehr harten und widerstandsfähigen Gesteine deuten auf einen sehr weiten Transportweg hin, auf dem alle leichter verwitternden Materialien zerstört und die widerstandsfähigen angereichert wurden. Vereinzelt auftretende Kohlenbrocken und nur schwach kantengerundete Tonsteinstücke deuten auf eine Wiederaufarbeitung des in der Nähe abgelagerten Karbons hin; denn weit können diese Gerölle nicht transportiert worden sein. Solche Geröllhorizonte in den Sandsteinen lassen sich in den Aufschlüssen oft beobachten.

Die Sandsteine sind stark kreuzgeschichtet, sie halten aber länger durch als die Konglomerate. Allgemein läßt sich sagen, daß sowohl bei den Konglomeraten als auch bei den Sandsteinen die Korngröße nach Süden hin, entsprechend der zunehmenden Entfernung vom Liefergebiet, abnimmt.

Ruhige Sedimentationsbedingungen schließlich ließen die späteren Tonsteine ablagern. Einen Höhepunkt erreichte der Vorgang in der Ansiedlung ausgedehnter Waldmoore, die in dem heute zu Tonsteinen umgewandelten Schlamm wurzelten (ROESCHMANN 1962), und aus denen sich später die Kohlenflöze entwickelten. Während der Moorbildung hielten sich das Wachstum der Moore und die Absenkung des Bodens ungefähr die Waage. Erst bei einem stärkeren Einsinken wurde die Moorbildung beendet und die Pflanzengesellschaft von Tonen und untergeordnet von Schluffen, von Sanden und Geröllagen bedeckt.

Die Schichten des flözführenden Oberkarbons (ROSENFELD 1967) bestehen aus einer Wechsellagerung dieser Gesteine. Die Wechsellagerung ist jedoch nicht regellos, vielmehr lassen sich bestimmte, oft wiederkehrende Sedimentationszyklen (Cyclotheme) beobachten.

Das Auf und Ab des Untergrundes, die Oszillationen, welche diese Cyclotheme hervorrief, wurde von JESSEN (1956, 1962) auf exogene, ja vielleicht auch extratellurische Einflüsse zurückgeführt. Verschiedene Kohlenflöze, wie die Hauptflöze Glücksburg und Buchholz-Flottwell, lassen sich über die ganze Ibbenbürener Karbon-Scholle (= Schafberg) verfolgen und stellen so gewissermaßen die stratigraphischen und tektonischen Bezugsniveaus in den petrographischen eintönigen Folgen dar. Gleichzeitig gestatten



sie zusammen mit ihren Begleitgesteinen deren Vergleich mit dem Ruhrkarbon (SCHUSTER 1971 a, b; JOSTEN & R. TEICHMÜLLER 1971).

Vollständige Sedimentationszyklen von den Konglomeraten über die Sand- und Tonsteine zu den Kohlenflözen sind allerdings nicht die Regel. Ein vollständiger Zyklus ist zum Beispiel zwischen den Flözen Bentingsbank und Glücksburg entwickelt. Viel häufiger sind die Zyklen nur bis zum Tonstein ausgebildet, ohne mit einem Flöz abzuschließen.

Die Roten Schichten galten bisher schon primär als flözleer. HAVLENA (1968) konnte als erster darin Oxidationsreste von Kohlenflözen nachweisen.

Im Ibbenbürener Karbon treten die einzelnen Pflanzenarten teilweise etwas „früher“ auf als im Ruhrkarbon, worauf JOSTEN (1966) hingewiesen hat. Er zieht für diese Erscheinung neben der Einwanderungsgeschwindigkeit auch ein besonders günstiges Klima im Ibbenbürener Gebiet gegenüber dem Ruhrkarbon in Erwägung. Eine moderne Bearbeitung der stratigraphisch wichtigen Pflanzenfunde von Ibbenbüren hat JOSTEN (1966, 1970, 1971 a, b) vorgelegt. Die Sporenflora hat KREMP (1953) bearbeitet.

In der geologischen Karte wurde in der Art der Darstellung A. EBERT (1954) gefolgt, der Schichten mit vorwiegend Sandsteinen und Konglomeraten und untergeordnet Tonsteinen von denen mit vorwiegend Tonsteinen trennte. Es sei auch hier wiederum darauf hingewiesen, daß wegen der Größe des Maßstabes geschlossene Sandstein- und Konglomeratbänke genauso dargestellt werden wie eine Folge eng aufeinanderliegender Tonstein- und Sandsteinbänke.

3.1.1. Westfal B

3.1.1.1. Alstedder Schichten (cwba)

Schichten des Westfals B sind durch die Bohrungen Ibbenbüren IV und UB 150 und neuerdings durch den Tiefbau im Ostfeld bekannt geworden. Diese Ablagerungen wurden zuerst durch GOTHAN & HAACK (1924) als 545 m mächtige Alstedder Schichten beschrieben. Ihre Obergrenze wurde mit dem marinen Horizont über Flöz Ägir (Ägir-Horizont) klar definiert, während die Untergrenze nicht näher festgelegt wurde.

Erst die Neubearbeitung der Bohrung Ibbenbüren IV durch JOSTEN (1966) und die Ergebnisse der Bohrung UB 150 führten zu einem Vergleich mit der stratigraphischen Gliederung des Ruhrkarbons. Dabei zeigten die Untersuchungen von BODE (1928), BÄSSLER (1971), JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971); SCHUSTER (1971 a, b); STADLER (1971 a); JOSTEN (1971 a, b) und KNAUFF (1971 a, b) sowohl in der Ausbildung und Abfolge der Kohlenflöze als auch in der Ausbildung des Nebengesteins eine weitgehende Übereinstimmung der Verhältnisse zwischen dem Ibbenbürener und dem Ruhrkarbon.

Der tiefere, nur in der Bohrung Ibbenbüren IV erschlossene Teil mit einer Mächtigkeit von rund 210 m entspricht einem Teil der Essener Schichten mit den Flözen J und L, wobei die Neubearbeitung durch PAPROTH (in JOSTEN 1966) ergab, daß die Äquivalente der Mittleren und Oberen Essener Schichten dort an einer Störung ausgefallen sind, und außerdem die Essener Schichten nicht ganz durchbohrt wurden, sondern die Bohrung vor dem Erreichen des Flözes Katharina im Bereich der Laura-Victoria-Gruppe eingestellt worden ist.

Der obere Teil des Westfals B mit einer Mächtigkeit von ca. 335 m entspricht den Horster Schichten. Er ist durch die erst 1967 abgeteufte Bohrung UB 150 sehr viel besser bekannt geworden. SCHUSTER (1971 a) zeigte, daß die Endteufe im Domina-Horizont, ca. 6 m über der Grenze der Essener zu den Horster Schichten lag. Die im Westfal B erbohrten 27 Flöze

entsprechen den im Ruhrgebiet mit den Buchstaben N/M bis Z bezeichneten Flözen. Die Mächtigkeit der Flöze liegt zwischen 0,8 - 1,5 m. Das Westfal B gehört also zu den flözreichsten Schichten des Ibbenbürener Karbons.

An diesen Flözen wurden durch STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) Inkohlungsgradbestimmungen durchgeführt, die folgende Ergebnisse brachten: Die Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen, bezogen auf wasser- und aschefreie Substanz, liegen im Westfal B der Bohrung UB 150 zwischen 5,3 % oben und 4,5 % unten. Die Kohlenstoffgehalte, ebenfalls auf die wasser- und aschefreie Substanz bezogen, schwanken zwischen 93,53 und 94,02 %. Im ganzen gesehen nehmen also die Kohlenstoffgehalte mit der Tiefe zu und die Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen ab.

Im übrigen besteht das Gestein aus einer flach lagernden Wechselfolge von fein- bis mittelkörnigen, grauen, stellenweise auch tonflaserigen Sandsteinen, Schluffsteinen und grauen, stellenweise sandflaserigen Tonsteinen. Konglomeratische Lagen sind eingeschaltet. Insgesamt gesehen herrschen in den unteren zwei Dritteln der Westfal-B-Folge die Tonsteine (LUDWIG 1971) vor, von denen manche Mächtigkeiten bis zu 20 m erreichen. Ihre Bedeutung nimmt nach oben hin ab, und die sandige Fazies überwiegt gegenüber den flözführenden tonig-sandigen Partien.

Wie SCHUSTER (1971 a) feststellte, lagern viele Sandsteine – ähnlich wie im Westfal C – mit einer Erosionsdiskordanz auf ihrer Unterlage, die oftmals ein Flöz darstellt. Die Sandsteine sind aber durchweg dichter als im höheren Westfal (HUFFMANN 1971). Auch sind sie zahlreicher von feinen Tonsteinlagen durchzogen.

Die Untersuchungen von STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) an den Gesteinen der Bohrungen UB 150 und Ibbenbüren IV ergaben Einblicke in den Stoffbestand und die Diagenese. Auf diese Angaben gehen die folgenden Ausführungen zurück. Danach bestehen die klastischen Komponenten aus Lyditen und Quarziten und häufigeren Tonsteinbruchstücken. Von den Feldspäten kommen Orthoklas und Plagioklas vor, die teilweise eine Umwandlung in Serizit aufweisen. Glimmer in Form von Biotit und Chlorit-Biotit tritt stellenweise auf. Chlorit selbst ist nur in Spuren vorhanden. Das Bindemittel der Sandsteine besteht aus einem innigen Gemenge von feinkristallinem Quarz und Illit beziehungsweise Serizit. In den Poren finden sich Carbonate in Form von Siderit und Dolomit, meist sind es gleichmäßig verteilte Aggregate. Als Bindemittel treten sie nur selten auf. Während die Sandsteine wegen der Auswirkung der stärkeren Diagenese kaolinfrei sind, kommen kleine Kaolin-Aggregate in den Schluffsteinen noch vor.

Die untersuchten Tonsteine bestanden aus einem feinstkörnigen Gemenge von Quarz, Illit, Serizit und Kaolin. Siderit-Aggregate sind meist linsenförmig in den Schichten verteilt. Die dunkle Farbe der Tonsteine geht auf feinst verteilte organische Substanz zurück, die das Gestein meist fleckenförmig durchtränkt.

Eine reiche Florengemeinschaft aus diesen Schichten hat JOSTEN (1966, 1971 a, b) beschrieben, davon seien folgende genannt:

Neuropteris heterophylla BRONGNIART
Neuropteris tenuifolia SCHLOTHEIM
Neuropteris obliqua (BRONGNIART) ZEILLER
Neuropteris cf. *loschi* STUR
Neuropteris cf. *hollandica* STOCKMANS
Asterophyllites grandis STERNBERG
Sphenophyllum cuneifolium STERNBERG

Lepidodendron obovatum STERNBERG
Calamites suckowi BRONGNIART
Sigillaria sp.
Paripteris gigantea STERNBERG
Paripteris cf. *pseudogigantea* (H. POTONIE) GOTHAN
Linopteris neuropteroides (GUTBIER) H. POTONIE
Sphenopteris striata GOTHAN
Stigmaria ficoides BRONGNIART
Mariopteris muricata SCHLOTHEIM
Cyclopteris orbicularis BRONGNIART

Während sich Pflanzenreste durch die ganze Schichtenfolge hindurch recht oft fanden, traten Tierreste, die den nichtmarinen Muscheln zugeordnet werden (PAPROTH in JOSTEN 1966, PAPROTH 1971 a, b) nur in den tieferen Lagen häufiger auf. Die bedeutendsten Formen sind:

Naiadites cf. *daviesi* DIX & TRUEMAN
Lingula mytilloides SOWERBY
Naiadites cf. *subtruncatus* (BROWN)
Naiadites cf. *productus* (BROWN)
Anthracosia sp.

Selten treten auch tierische Mikrofossilien auf, meist sind es Foraminiferen aus der Familie der Ammodiscidae mit den Gattungen

Ammodiscus
Glomospira
Glomospirella

Wie KNAUFF (1971 a, b) näher ausführte, ist der Erhaltungszustand immer dürftig; meist sind es Steinkerne, die aus verkitteten Sandkörnern bestehen oder als Pyrit oder Eisenspat vorliegen.

3.1.2. Westfal C

3.1.2.1. Untere Ibbenbürener Schichten (cwclu)

Nach der alten Definition von GOTHAN & HAACK (1924) umfaßten die Ibbenbürener Schichten das Westfal C und Teile des Westfals D. Erst A. EBERT (1954) trennte davon die Unteren Ibbenbürener Schichten ab und definierte sie als Vertretung des Westfals C bei Ibbenbüren. Die Untergrenze bildet die Basis des schon öfter erwähnten marinen Ägir-Horizontes, während die Obergrenze nach BODE (1953, 1955) an der Oberfläche von Flöz Dickenberg liegt. Da dieses Flöz jedoch nicht überall im Ostfeld bekannt ist, mußte auf der geologischen Karte (vgl. THIERMANN 1970a) die Obergrenze stellenweise konstruiert werden. A. EBERT (1954) hatte hingegen diese Konstruktion vermieden und aus praktischen Erwägungen das gesamte flözführende Karbon über dem Ägir(= Neptun)-Horizont zusammengefaßt und auf der Karte den Roten Schichten gegenübergestellt.

Die Mächtigkeit der Unteren Ibbenbürener Schichten beträgt ungefähr 850 m. Davon sind jedoch die unteren 500 m einschließlich Flöz Theodor aus den Bohrungen Ibbenbüren IV und UB 150, neuerdings auch aus dem Tiefbau bekannt. Dort wurden noch 13 Flöze mit einer Gesamtmächtigkeit von 6,76 m erbohrt, 3 Flöze davon sind mächtiger als 1 m. In dem übrigen auch zutage austreichenden Teil sind 8 Flöze mit einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 5 m nachgewiesen. Damit führen also die Unteren Ibbenbürener Schichten 21 Flöze, die insgesamt etwa 12 m mächtig sind.

Die ganze Folge vom Ägir-Horizont bis oberhalb des Flözes Reden entspricht nach JOSTEN (1966) den Dorstener Schichten des Ruhrkarbons.

Die Unteren Ibbenbürener Schichten bilden im Blattgebiet die ältesten zutage ausstreichenden Ablagerungen. Sie nehmen nur kleine Flächen am Südwesthang des Dickenberges ein. Sie streichen dort mit ihrem höheren Teil ab Flöz Bentingsbank aus.

Die Unteren Ibbenbürener Schichten sind eine Wechselfolge von Kohlenflözen, Tonsteinen, Sandsteinen, Schluffsteinen, konglomeratischen Sandsteinen und reinen Konglomeraten. Im tieferen Teil überwiegen die tonigen Ablagerungen, während im höheren ein lebhafter, unruhiger Wechsel vorherrscht. Über die Zusammensetzung der klastischen Komponenten liegen Untersuchungen von BEYENBURG (1933), LUDWIG (1971), HUFFMANN (1971), HEISIG (1971) und STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) vor, auf die die folgenden Angaben zurückgehen.

Sandsteine: Die Sandsteine sind hier am Südrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle fein- bis mittelkörnig von überwiegend weißgrauer, bisweilen gelblicher oder bräunlicher Farbe. Sie bestehen aus meist eckigen, nur selten gut gerundeten Quarzkörnern, mit einem größeren Anteil von tonigen Komponenten, die trotz des kieselig-serizitischen Bindemittels die stellenweise nur geringe Festigkeit der Sandsteine bedingen. Die Verwitterung der heute oft nur noch in ihren Umrissen erhaltenen Feldspäte (Orthoklas und saurer bis intermediärer Plagioklas) zu Kaolinit und Serizit verursacht die weißen Punkte der Sandsteine in frischen Aufschlüssen. Hinzu kommen noch vereinzelt dunklere Gemengteile, die sich nach BEYENBURG (1933) als Kieselschieferkörnchen, Turmalinkristalle und Muskovit bestimmen ließen. Der Glimmer als Biotit-Chlorit findet sich oft auch als Neubildung auf den Bankungsfugen.

Die zutage ausstreichenden Sandsteine enthalten nur Spuren von Carbonat als Verwitterungsreste eines ursprünglich vielleicht größeren Anteils. Aber auch die von WERNER (in A. EBERT 1954) untersuchten Sandsteine aus dem Tiefbau sind nur schwach karbonatisch oder gänzlich frei. Die Carbonate kommen als Siderit und Ankerit in höchstens 0,4 mm großen Aggregaten vor, wie es STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) nachwiesen. Der Ankerit ist dabei in der Regel gröber als kristallin.

Stellenweise ist das Gestein rötlich und bräunlich nach Art der Liesegang'schen Ringe verfärbt. Sie sind durch die rhythmische Ausfällung von Eisenlösungen entstanden, die auf Klüften und Bankungsfugen eingedrungen sind. Oft haben sie die Sandsteine so sehr verfestigt, daß sie beim Anschlagen schalig zerspringen.

Die Sandsteine zeigen eine intensive Kreuzschichtung, deren Schüttungen unterschiedliche Richtungen (s. S. 24) angeben. Die Lage der Gesteinsbänke ist dann oft in den Aufschlüssen nicht sicher einzumessen. Öfter kam es zur Umlagerung und Rinnenbildung in den schon abgelagerten Bänken. BEYENBURG (1933), A. EBERT (1954), TIETZE (1912) und BRAUER & BUNTFUSS (1966) haben diese Erscheinungen näher beschrieben. Gesteinsphysikalische Daten über die Sandsteine finden sich bei HUFFMANN (1971) und HEISIG (1971).

Stellenweise spalten sich die Sandsteinbänke durch die Einschaltung von Tonsteinen auf, wie es auch im Gebiet der Nachbarblätter beobachtet wurde (THIERMANN 1970a, 1975a), oder aber sie keilen seitlich zwischen Tonsteinen aus, gehen in Schluffsteine über oder reduzieren ihre Mächtigkeit.

Im allgemeinen behält aber eine mächtigere Sandsteinfoolge ihre sandige Fazies auch auf größere Entfernung bei. So liegt über dem Flöz Glücksburg eine Sandsteinbank, die

an mehreren Stellen durch Konglomerate abgelöst wird. Auf diese Bank wies schon TIETZE (1912) hin und gab die Mächtigkeit mit 30 - 40 m an. Stellenweise ist sie wesentlich dünner. Auch zwischen den Flözen Saar und Schmalebank liegt überall eine teilweise in Konglomerate und konglomeratistische Sandsteine übergehende Sandsteinbank von 40 - 50 m Dicke.

In den Aufschlüssen (KINDERMANN 1920) lassen sich oft unvermittelt eingelagerte große Quarzgerölle beobachten, die zuweilen in horizontaler oder vertikaler Richtung in Konglomeratbänke überleiten und so die Mächtigkeit der Sandsteinbänke verändern.

Konglomerate: Die Kornbindung der Konglomerate wird von reiner Kieselsäure oder seltener einer Quarzglimmergrundmasse gebildet. Zuweilen verursacht diese mehr tonige Komponente eine geringere Festigkeit, so daß man dann die Konglomerate wie Kies abgraben kann.

Der Carbonatgehalt ist an der Tagesoberfläche fast ganz fortgeführt. Aber auch unter Tage schwankt er nach A. EBERT (1954) in einer Teufe von 300 m zwischen 0 und 3,5 % innerhalb des Bindemittels.

Die durchweg gut gerundeten Gerölle haben eine mittlere Größe zwischen 2 - 3 cm, manchmal sind sie aber auch hühnereigroß. Die eine Hälfte bilden weiße Gangquarze, die übrige Hälfte besteht zu ungefähr gleichen Teilen aus feinkörnigen, dichten, fossiliferen Quarziten und Kieselschiefern, bei denen sich bitumenreiche und -arme unterscheiden lassen. In einem Kieselschiefergeröll des Piesberges konnte EISENACK (in M. & R. TEICHMÜLLER 1953) silurische Graptolithen feststellen, daher vermutete A. EBERT (1954) auch für einen Teil der Lyditgerölle des Schafberges ein solches Alter. Ganz selten treten rote Eisenkiesel auf, deren mikroquarzitische Grundmasse durch Roteisenbeimengungen in den Quarzkörnern rot gefärbt ist (BEYENBURG 1933). Vereinzelt finden sich auch weniger gut gerundete Tonsteinstücke, die nicht weit transportiert wurden, sondern durch die Aufarbeitung soeben abgelagerter Schichten entstanden sind.

Ähnlich wie die Sandsteine zeigen auch die Konglomerate stellenweise eine Kreuzschichtung, die häufig auf eine Schüttung aus dem Nordosten (LUX 1961) schließen läßt. Daher sind auch die Konglomeratbänke hier am Südrand der Karbon-Scholle weniger zahlreich.

Die Konglomeratbänke halten meist nicht lange aus, da sie in langgestreckten Rinnen von schnell fließenden Wässern, die ihren Lauf oft ändern, abgelagert wurden.

Tonsteine: Die beständigsten Schichtglieder unter den klastischen Gesteinen bilden die stellenweise schluffigen Tonsteine. Einzelne Bänke, wie die im Hangenden und Liegenden der Flöze Theodor und Reden lassen sich über das ganze Ibbenbürener Karbon verfolgen. Eine gleiche Beständigkeit zeigen nach A. EBERT (1954) auch die Tonsteine im Liegenden von Flöz Schmalebank und Bentingsbank. Hingegen sind die Bänke innerhalb der Sandsteine und Konglomerate weniger horizontbeständig. Als stratigraphische Bezugsniveaus kommt den lang durchhaltenden Kaolin-Kohlentonsteinen (ECKHARDT & VON GAERTNER 1962, STADLER 1971 a) eine besondere Bedeutung zu.

Die Tonsteine sind durch fein verteilte organische Substanz hell- bis dunkelgrau oder auch schwarz gefärbt, zuweilen macht sich grünliche Färbung bemerkbar. Durch die Verwitterung werden sie stark gebleicht. Eine schichtige Textur weisen die dünneren Bänke auf, während die mächtigeren bröckelige, gelb bis grau verwitternde Tone aufbauen (s. Abb. 3). Auf den unzähligen Schwundrissen zirkulieren eisenhaltige Wässer.

Die mineralogische Zusammensetzung der Tonsteine ist nach STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) sehr wechselhaft. Sie bestehen teilweise aus einem innigen, schlierig filzigen

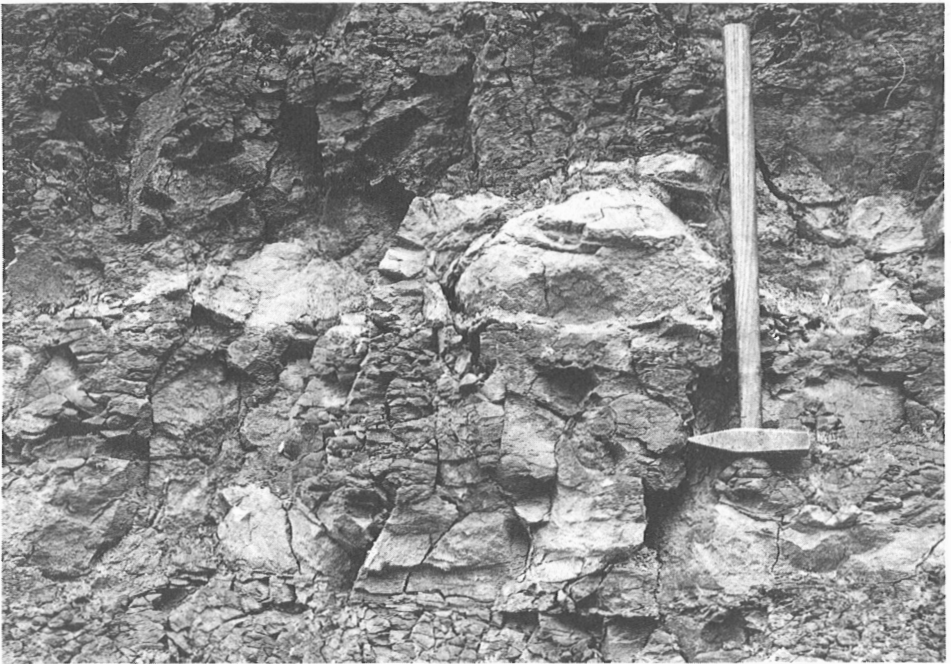


Abb. 3. Tonstein unterhalb Flöz Dickenberg, Untere Ibbenbürener Schichten, Westfal C; Tongrube der Ziegelei Möller KG am Kälberg nördlich von Dickenberg; R 09 450, H 09 900

Gemenge kleinster Illit-Serizit-Schüppchen mit feinkristallinem Quarz. Gröber detritische Quarzkörner treten selten auf. Es sind dies durchweg frühdiagenetische Neubildungen. Die grobkörnigeren, schluffig-sandigen Tonsteine dagegen bestehen vorwiegend aus detritischem Quarz und detritischem Muskovit und Biotit.

Sandfreie Tonsteine treten nur im Hangenden der Flöze auf, während sonst besonders auch im Liegenden der Flöze stets ein naturgemäß schwankender Sandgehalt festzustellen ist. Zwischengeschaltet sind häufig auch dünne Sandsteinbänke.

Kohlenflöze: In der lithologisch eintönigen Wechselfolge des Ibbenbürener Karbons bieten die Hauptflöze neben den Kaolin-Kohlentonsteinen und den marinen Horizonten die einzige sichere stratigraphische Gliederungsmöglichkeit. In den Unteren Ibbenbürener Schichten stellen solche Leitflöze die Flöze Glücksburg und Theodor dar, die sich über das ganze Vorkommen verfolgen lassen.

Die einzelnen Flöze zeichnen sich durch bestimmte, sehr artenreiche Florengemeinschaften aus, die bei BODE (1927) im einzelnen aufgeführt werden und auf dessen Arbeit hiermit besonders hingewiesen sei.

Während die zutage austreichenden oder durch den Bergbau erschlossenen Flöze schon früh mit Namen belegt wurden, blieben die unterhalb Flöz Theodor nur durch die Bohrung Ibbenbüren IV bekannt gewordenen Flöze zunächst noch ohne Benennung. Erst mit der eingehenden Bearbeitung der Bohrung UB 150 durch BÄSSLER (1971), JOSTEN &

R. TEICHMÜLLER (1971), SCHUSTER (1971 a, b) und JOSTEN (1971 a, b) zeigte sich ähnlich wie in den Schichten des Westfals B (s. Kap. 3.1.1.) eine weitgehende Übereinstimmung mit den Verhältnissen des Ruhrkarbons und damit die Möglichkeit einer Flözgleichstellung der Ibbenbürener Flöze und jener des Ruhrreviers (vgl. BÄSSLER 1971: Taf. 2). Die Gleichstellung betrifft meist Flözgruppen.

Zu den ältesten Flözen über dem Ägir-Horizont an der Basis gehören die Flözgruppen 27/28 und 21/26 (Baldur und Criemhilt). Die ältesten, gegenwärtig bereits durch den Bergbau erschlossenen aber sind die als Flöze 1 und 2 unterhalb der Flöze Theodor und Mosel bezeichneten Flöze, die im Ruhrrevier den Flözgruppen Nibelung-, Midgard und Kobold-Loki entsprechen. Genauere und vor allem auf ihr gesamtes Vorkommen im Ibbenbürener Karbon ausgedehnte Untersuchungen liegen nur für die Flöze ab Flöz Theodor veröffentlicht vor. Feinstratigraphische Beschreibungen der Flöze und ihres Liegenden und Hangenden gaben BRAUER & BUNTFUSS (1966). Aus historischen Gründen, wegen des leichteren Verständnisses und auch der nicht immer bis ins letzte nachgewiesenen Flözgleichstellung werden im folgenden nur die Ibbenbürener Flöznamen angeführt, die altersgleichen des Ruhrreviers aber nur stellenweise angegeben.

Inkohlungsuntersuchungen an einigen Flözen der Bohrung UB 150 durch STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) ergaben die folgenden Ergebnisse. Die Gehalte an Flüchtigen Bestandteilen, bezogen auf wasser- und aschefreie Substanz nehmen von 7,6 % in der Flözgruppe Iduna auf 5,6 % in der Criemhilt-Gruppe ab. Die Kohlenstoffgehalte auf denselben Profilteil bezogen nehmen zur Tiefe hin von 91,7 % auf 93,48 % zu. Es nehmen also zur Tiefe hin die Kohlenstoffgehalte zu, während die Flüchtigen Bestandteile abnehmen.

Der Flözausbiß über Tage ist im Gelände nur in ganz seltenen Fällen direkt zu beobachten. Der intensive landwirtschaftliche Betrieb, der Bergbau und die Besiedlung des Schafberges haben das Ausgehende meist gänzlich verwischt. Jedoch lassen feine Kohlenflitter in der Ackerkrume, die dann einer morphologischen Senke zugeordnet werden können, den ungefähren Verlauf erkennen.

Der Name des Flözes Theodor (Th) rührt von dem Oberberghauptmann THEODOR FREUND her. Nach BÄSSLER (1971) entspricht es im Ruhrgebiet dem Niveau der Flözgruppe Odin. Während das Flöz Theodor im südlich anschließenden Blattgebiet 3712 Tecklenburg zutage ausstreicht, bleibt es hier in der Tiefe verborgen. Es ist nach LEISSER (in A. EBERT 1954) das sauberste aller bisher gebauten Flöze mit 92,6 % Vitrit, Clarit und Durit und nur 6,2 % Fusit und 1,2 % Brandschiefer. Die Mächtigkeit liegt zwischen 0,5 und 0,8 m. Das Liegende bildet eine mächtige Folge von Tonsteinen, ebenso das Hangende, in dem zahlreiche, aufrecht stehende Sigillarienstämme gefunden wurden (A. EBERT 1954). Aber auch das Flöz selbst zeichnet sich durch einen Sigillarienreichtum aus. Außerdem sind nach BODE (1927) die folgenden Pflanzenreste häufig:

Sphenopteris obtusiloba BRONGNIART

Sphenopteris striata GOTHAN

Mariopteris sauveuri STUR

Neuropteris rarinervis BUNBURY

Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN

Paripteris gigantea (STERNBERG) GOTHAN

Reticulopteris münsteri (EICHWALD) GOTHAN

Cyclopteris orbicularis BRONGNIART

Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART

Sphenophyllum majus BROWN
Calamites ramosus ARTIS
Annularia cf. *radiata* BRONGNIART
Lepidophyllum lanceolatum LINDLEY & HUTTON

Hinzu kommen folgende von JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) angeführte Formen:

cf. *Oligocarpia brongniarti* GUTBIER
Mariopteris nervosa BRONGNIART
Alethopteris cf. *grandini* BRONGNIART
Neuropteris semireticulata JOSTEN
Pecopteris cf. *cyathea* BRONGNIART

Das Flöz Reden (R), benannt nach der Grube Reden im Saarrevier, entspricht nach BÄSSLER (1971) etwa dem Niveau der Flözgruppe Parsifal des Ruhrreviers. Das Flöz ist hier durchschnittlich 0,8 m mächtig und setzt sich nach LEISSER in A. EBERT (1954) aus 91,5 % Vitrit, Clarit und Fusit, 3,9 % Brandschiefer und 14,6 % fusitischen Bestandteilen zusammen. Die Kohlen gehören damit zu den am meisten fusitischen des Ibbenbürener Karbons nach dem Flöz Bentingsbank. Hangendes und Liegendes bilden Tonsteine. Im Hangenden wurde etwas Kupferkies (A. EBERT 1954) aufgefunden. Daneben ist es besonders reich an Neuropteriden. BODE fand (1927) außerdem folgende Fossilien:

Sphenopteris striata GOTHAN
Sphenopteris cf. *obtusiloba* BRONGNIART
Sphenopteris cf. *brongniarti* STUR
Neuropteris tenuifolia SCHLOTHEIM
Reticulopteris münsteri (EICHWALD) GOTHAN
Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART
Sphenophyllum majus BRONN
Calamites ramosus ARTIS
Annularia cf. *radiata* BRONGNIART
Lepidophyllum lanceolatum LINDLEY & HUTTON

Hinzu kommen die beiden von JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) angeführten Pflanzenreste:

Neuropteris semireticulata JOSTEN
Linopteris neuropteroides (GUTBIER) H. POTONIÉ

Das Flöz Saar (S) ist nach dem Saarland bezeichnet worden. Nach BÄSSLER (1971) entspricht es dem Flöz Rübezahl des Ruhrgebietes. Seine Mächtigkeit ist sehr wechselhaft und hier im Westen mit höchstens 0,3 m Dicke deutlich dünner als im Osten des Schafberges.

Nach den Untersuchungen von LEISSER (in A. EBERT 1954) besteht das Flöz aus 87,5 % Vitrit, Clarit und Durit, der Anteil fusitischer Bestandteile liegt nach dem Flöz Theodor mit nur 9,4 % am niedrigsten. Der Brandschiefergehalt beträgt 3,1 %. Das Liegende des Flözes besteht überall aus Tonsteinen, während im Hangenden Sandsteine und Konglomerate auftreten. Über die Flora ist nichts weiter veröffentlicht.

Das Flöz Schmalebank (Sch) enthält, wie sein Name bereits andeutet, mit einer Mächtigkeit um 0,4 m nur wenig Kohle. Nach BÄSSLER (1971) entspricht es der Flözgruppe Siegfried im Ruhrgebiet. Nach BRAUER & BUNTFUSS (1966) ist es eine Glanzstreifenkohle mit einer etwa 2 cm mächtigen Brandschieferlage (s. Abb. 4), die 8 - 10 cm über der Flöz-

basis liegt. Das Liegende besteht durchweg aus Tonsteinen, seltener aus Sandsteinen, das unmittelbar Hangende hingegen aus Tonsteinen von 0,2-0,75 m Mächtigkeit, dem ein Sandstein bis 6 m mächtig auflagert.

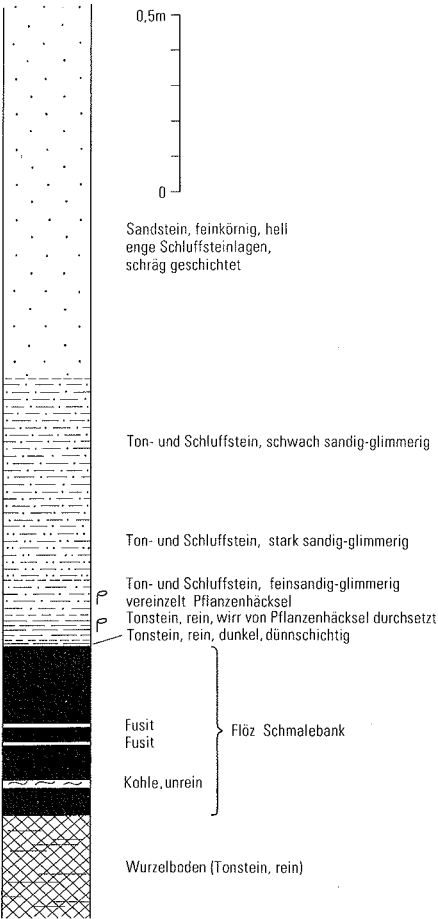


Abb. 4. Feinstratigraphisches Profil von Flöz Schmalebank, Untere Ibbenbürener Schichten, Westfal C (nach BRAUER & BUNTFUSS 1966)

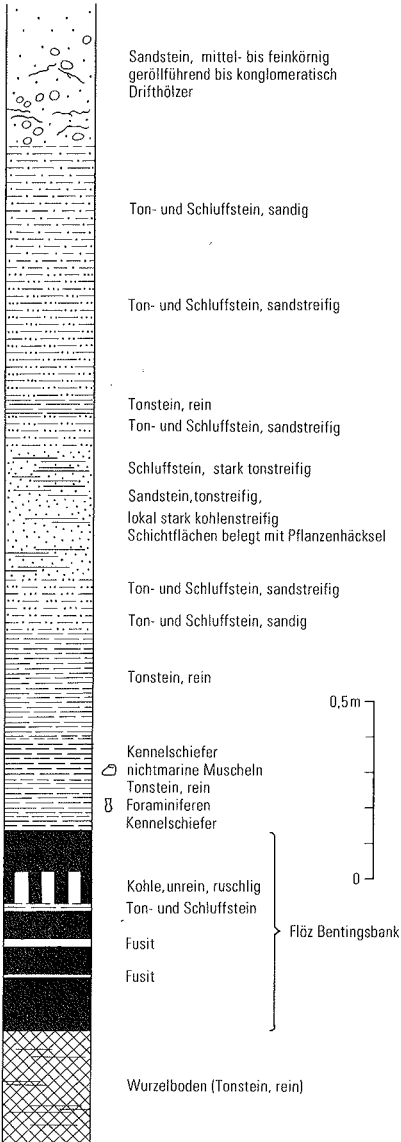


Abb. 5. Feinstratigraphisches Profil von Flöz Bentingsbank, Untere Ibbenbürener Schichten, Westfal C (nach BRAUER & BUNTFUSS 1966)

Die Florengemeinschaft von Flöz Schmalebank ist nach BODE (1927) durch das Vorherrschen der Calamiten ausgezeichnet, daneben finden sich als charakteristische Formen noch Arten anderer Gattungen:

Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN
Reticulopteris münsteri (EICHWALD) GOTHAN
Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART
Sphenophyllum cuneifolium STERNBERG
Calamites ramosus ARTIS
Calamites undulatus STERNBERG

Das Flöz Dreckbank ist im Blattgebiet nur im Oeynhausens-Feld (s. Kap. 4.1.1.3.2.) bekannt. Mit seinen wenigen Zentimetern Mächtigkeit ist es lediglich von paläobotanischem Interesse. Vorherrschend sind die Neuropteriden:

Neuropteris rarinervis BUNBURY
Neuropteris tenuifolia SCHLOTHEIM
Leptopteris münsteri EICHWALD
Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART
Lepidophyllum lanceolatum LINDLEY & HUTTON

Das Flöz Bentingsbank (Bt) hat seinen Namen nach der Familie VON BENTING erhalten, die es gegen Ende des 17. Jahrhunderts abzubauen begann. Nach BÄSSLER (1971) findet es im Ruhrgebiet sein Äquivalent in der Flözgruppe Siegfried.

Dieses Flöz bildet das älteste im Blattgebiet in der Bauerschaft Püßelbüren und am Südrand des Ortsteils Dickenberg zutage austreichende Flöz. Es hat eine mittlere Mächtigkeit von 0,6-0,7 m, ist aber durch taube, nur schwer auszuhaltende Streifen stark verunreinigt. Nach LEISSER (in A. EBERT 1954) zählt dieses Flöz zu den brandschieferreichsten (6,4 %) und den am meisten fusitreichen. Der Gehalt an Vitrit, Clarit und Durit ist mit 78,3 % entsprechend am niedrigsten von allen gebauten Flözen. Außerdem führt das Flöz ein Bergemittel aus Tonsteinen und stellenweise aus Brandschiefer, dessen Mächtigkeit zwischen 0,10-0,40 m schwankt. Das Flöz lagert einem mächtigen Tonstein auf. Das unmittelbare Hangende bilden nur selten Sandsteine und teilweise Konglomerate, meistens ist noch ein Tonstein zwischengelagert, der recht mächtig werden kann (BODE 1927). Wie BRAUER & BUNTFUSS (1966) anführen, wurden in Horizonten des Hangenden nichtmarine Muscheln und auch Foraminiferen der Gattung *Glomospira* gefunden (s. Abb. 5).

Floristisch gesehen ist das Flöz im Hangenden charakterisiert durch das häufige Vorkommen von *Sphenopteris striata* GOTHAN und Vertreter der Lepidophyten:

Sphenopteris striata GOTHAN
Neuropteris tenuifolia SCHLOTHEIM
Neuropteris rarinervis BUNBURY
Sigillaria laevigata BRONGNIART
Sigillaria principis WEISS
Sigillaria tesselata BRONGNIART
Cordaites principalis GERMAR

Hinzu kommen noch die von JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) angeführten Formen:

Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN
Reticulopteris münsteri (EICHWALD) GOTHAN

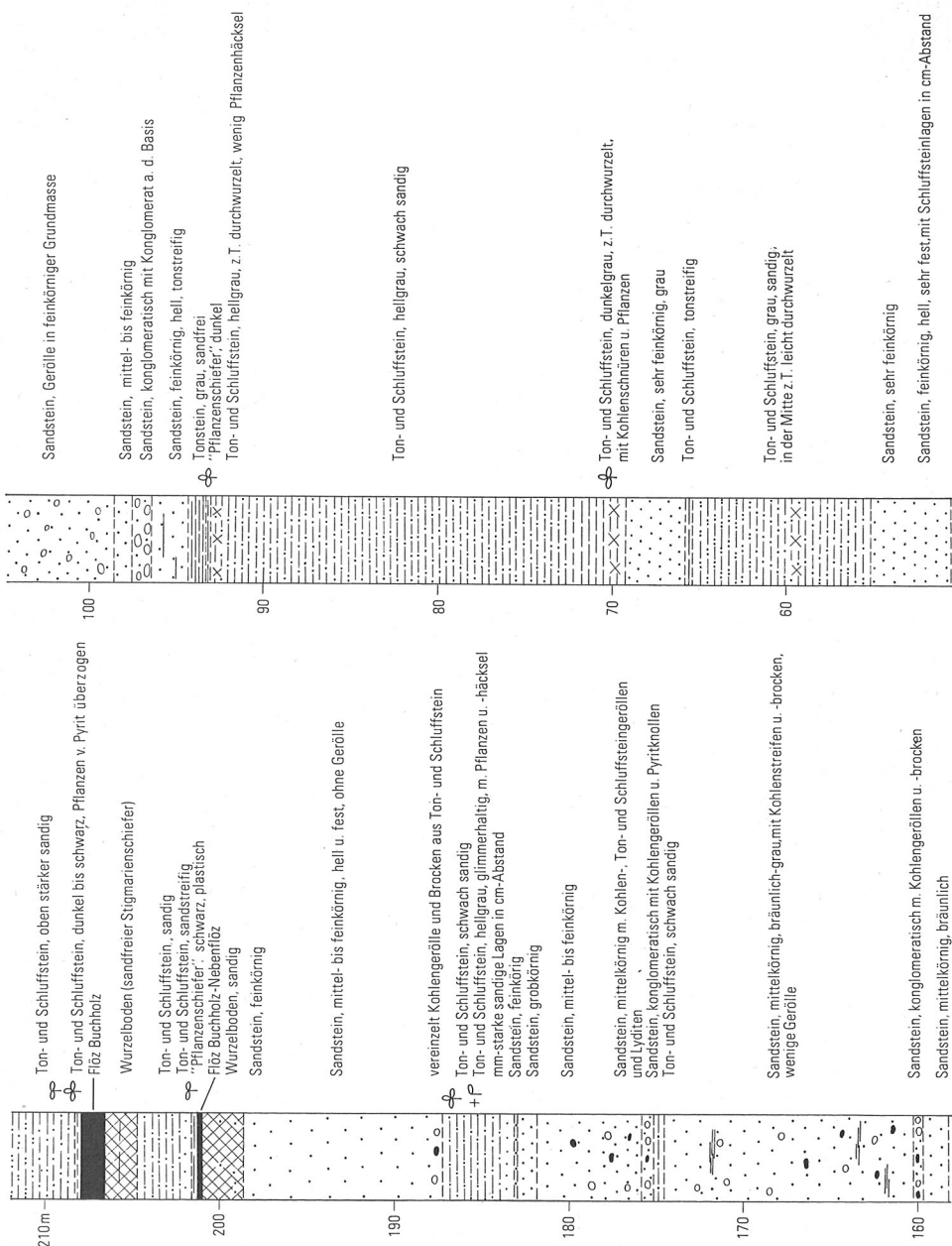
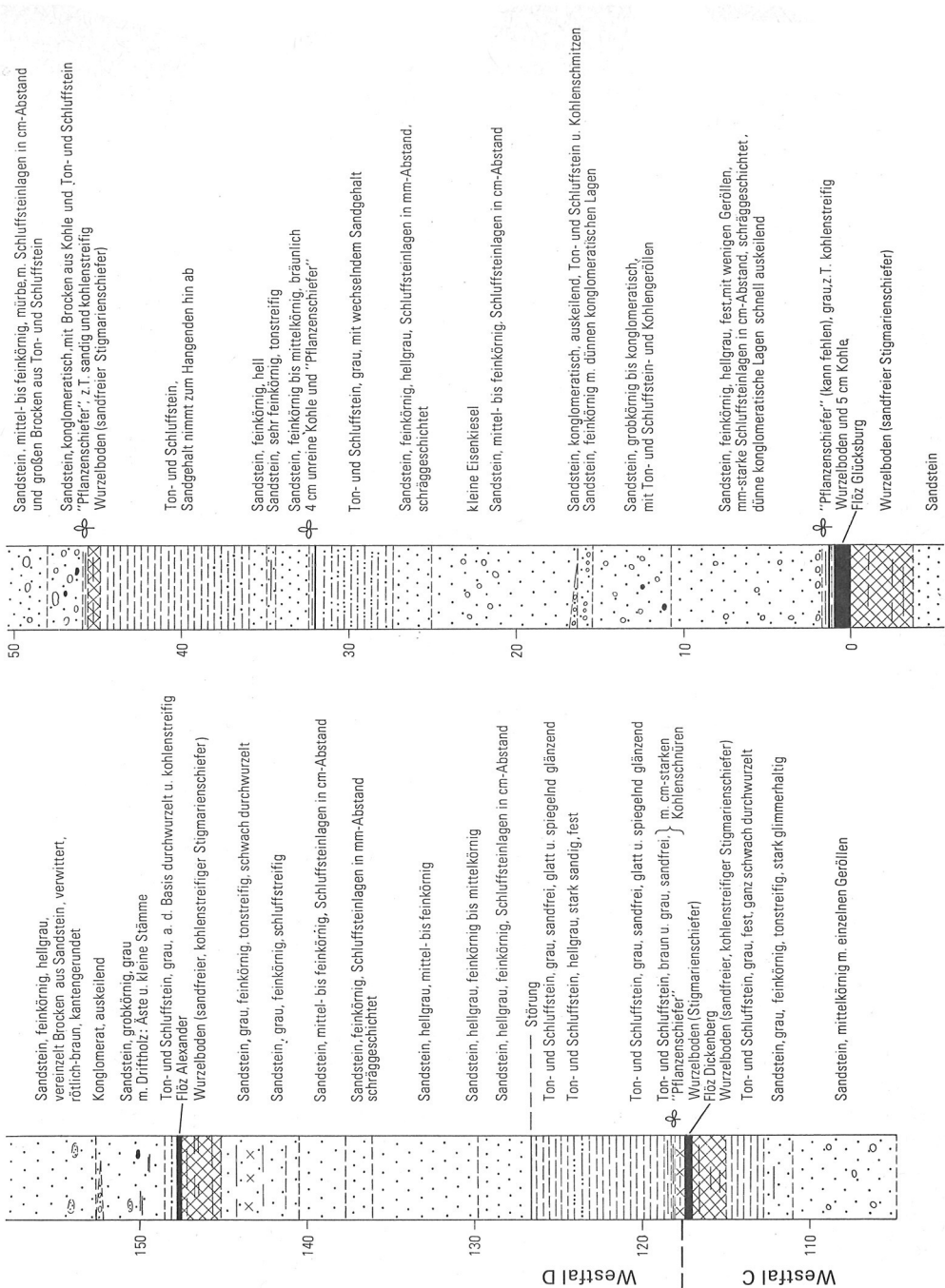


Abb. 6. Feinstratigraphisches Profil der Schichtenfolge zwischen den Flözen Glucksburg, Untere ibbenbürener Schichten, Westfal C und Buchholz-Flottwell, Obere Ibbenbürener Schichten, Westfal D (nach BRAUER & BUNTFUSS 1966)



Das Flöz Glücksburg (G) erhielt seinen Namen etwas abgewandelt nach dem Glücksberg, wie man seinerzeit einen Teil des Dickenberges oberhalb von Püßelbüren nannte. Dort war es zuerst aufgefunden worden. Im Ostfeld war es schon länger bekannt und führte dort die Namen Adlerflöz, Mettingsflöz und Schafbergflöz. Im Ruhrgebiet wird dieses Flöz nach BÄSSLER (1971) durch die Flözgruppe Tristan vertreten.

Dieses Flöz ist in seiner Mächtigkeit um 1 m das am meisten konstante. Da es sich fast über das ganze Karbon-Vorkommen verfolgen läßt, gilt es auch als Leitflöz. Nach LEISSER (in A. EBERT 1954) ist es nach dem Flöz Theodor das reinste der abgebauten Flöze. Sein Gehalt an Vitrit, Clarit und Fusit beträgt 86,5 %, sein Gehalt an fusitischen Bestandteilen 11,5 %, während der Brandschieferanteil nur 2,0 % beträgt. Nach BRAUER & BUNTFUSS (1966) ist das Flöz als eine Glanzstreifenkohle anzusprechen. Im Blattgebiet tritt es südlich des Marianne-Schachtes am Südrand des Ortsteils Dickenberg auf.

Das Liegende des Flözes bilden Tonsteine, das Hangende hier im Westfeld wird von Sandsteinen gebildet, die stellenweise auch konglomeratisch sein können (s. Abb. 6). Bemerkenswert ist der öfter beobachtete Pyrit in den klastischen Gesteinen über dem Flöz.

An Pflanzenfossilien treten in diesem Flöz vorherrschend die Neuropteriden auf, dazu kommt als charakteristische Art *Linopteris neuropteroides* (GUTBIER) H. POTONIE, ferner gelten nach BODE (1927) als bezeichnend:

Neuropteris heterophylla BRONGNIART
Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN
Neuropteris tenuifolia SCHLOTHEIM
Neuropteris rarinervis BUNBURY
Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART
Calamites cisti BRONGNIART
Lepidodendron aculeatum STERNBERG

Über Flöz Glücksburg schieben sich im Ostfeld mehrere nicht durchhaltende Zwischenflöze ein.

Das Flöz Dickenberg (D) erhielt seinen Namen nach dem Dickenberg nördlich von Püßelbüren (TK 25: 3611 Hopsten), wo es zuerst entdeckt wurde. Im Blattgebiet steht das Flöz südlich des Kälberberges und am Südrand des Ortsteils Dickenberg zutage an.

Nach JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) entspricht dieses Flöz der Flözgruppe Zweibänke am Piesberg bei Osnabrück. Im Ruhrgebiet hat dieses Flöz keine Äquivalente mehr, da dort infolge der asturischen Gebirgsbildung die Sedimentation bereits abgeschlossen war. Stratigraphisch hat das Flöz Dickenberg eine besondere Bedeutung, da an seinen oberen Abschluß („Dach“) nach BODE (1953) die Grenze vom Westfal C zum Westfal D mit dem ersten Auftreten der *Neuropteris ovata* gelegt wird. Das Flöz ist als etwa 0,5 m mächtige Glanzstreifenkohle ausgebildet, die im obersten Teil nach BRAUER & BUNTFUSS (1966) stärker verunreinigt ist. Das unmittelbar Liegende und Hangende sind Tonsteine.

Die Flora des Flözhangenden ist nach BODE (1927) durch eine Mischung der Florenelemente aus den Flözen Glücksburg und Flottwell gekennzeichnet. Am häufigsten wurden die folgenden Arten gefunden:

Neuropteris heterophylla BRONGNIART
Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN
Neuropteris tenuifolia SCHLOTHEIM
Linopteris münsteri (EICHWALD) H. POTONIE

Sphenophyllum cuneifolium STERNBERG

Calamites cisti BRONGNIART

Calamites suckowi BRONGNIART

Im Gebiet von Dickenberg fanden sich auf den Schichtflächen des Hangendtonsteins angereichert nichtmarine Muscheln, die von E. PAPROTH (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) als *Anthraconauta phillipsii* (WILLIAMSON) bestimmt wurden. Daneben treten auch Phyllopoden der Gattung *Palaeoestheria* auf.

3.1.3. Westfal D

Nach der alten Definition von GOTHAN & HAACK (1924) umfaßten die Ibbenbürener Schichten die gesamte, auf dem Schafberg zutage anstehende Schichtenfolge einschließlich der Roten Schichten. Erst A. EBERT (1954) gliederte diese Folge in die Unteren Ibbenbürener Schichten (= Westfal C) und die Oberen Ibbenbürener Schichten und die Roten Schichten. Diese beiden letzteren entsprechen zusammen dem Westfal D mit einer Mächtigkeit von etwa 660 m.

3.1.3.1. Obere Ibbenbürener Schichten (cwdlo)

Die Basis bildet das Hangende des Flözes Dickenberg mit dem ersten Auftreten der *Neuropteris ovata* HOFFMANN (vgl. BODE 1953). Das Leitfossil *Neuropteris ovata* findet sich in den tiefsten Schichten des Westfals D bei Ibbenbüren außerordentlich selten. JOSTEN (1966) weist daher auf das letzte Auftreten der *Linopteris neuropteroides* (GUTBIER) H. POTONIE als eine zusätzliche Zeitmarke hin.

Die Obergrenze ist durch das erste Anzeichen einer Rotfärbung von A. EBERT (1954) gekennzeichnet, die als besondere „Rote Schichten“ von den eigentlichen Ibbenbürener Schichten getrennt werden. Diese Grenzziehung wird aber zuerst von HAVLENA (1968) angezweifelt (vgl. auch S. 46). Danach sollen die Oberen Ibbenbürener Schichten vor der Ablagerung der echten, primär schon roten Schichten eine gewisse Zeit der festländischen, ariden Verwitterung ausgesetzt gewesen sein. Dabei kam es dann zu einer teilweisen Rotverwitterung der grauen Gesteine der Oberen Ibbenbürener Schichten und zu einer Oxidation der kleinen Flözchen im oberen Teil.

Diese Verwitterungsschicht ist aus kartiertechnischen Gründen vorerst noch mit zu den Roten Schichten gestellt und auf der Karte entsprechend dargestellt.

Die fast in ihrer ganzen Mächtigkeit von 250-270 m zutage ausstreichenden Oberen Ibbenbürener Schichten führen insgesamt fünf Flöze mit einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 2,5 m. Diese Schichten nehmen den größten Raum unter den zutage ausstreichenden Ablagerungen des Karbons im Blattgebiet ein.

Sandsteine, Konglomerate, Schluff- und Tonsteine: Zwischen den klastischen Gesteinen der Unteren und der Oberen Ibbenbürener Schichten besteht kein lithologischer Unterschied. Hier wie dort bestehen die Schichten aus einer Wechselfolge von Tonsteinen, Kohlenflözen, Schluff- und Sandsteinen und Konglomeraten. Bemerkenswert ist höchstens, daß in den Oberen Ibbenbürener Schichten die sandigen und konglomeratischen Sedimente gegenüber den Tonsteinen stärker vorherrschen als in den Unteren Ibbenbürener Schichten.

Wegen der klastischen Gesteine sei daher auf die Beschreibungen bei jenen Schichten hingewiesen. Im folgenden sollen nur die Flöze beschrieben werden, wobei mit dem ältesten begonnen wird.

Kohlenflöze: Ähnlich wie in den Unteren Ibbenbürener Schichten (s. S. 33) bilden auch in den Oberen die Kohlenflöze neben den marinen Horizonten und den Kaolin-Kohlentonsteinen die einzige sichere stratigraphische Gliederungsmöglichkeit. Das Hauptflöz wird vom Flöz Buchholz-Flottwell gebildet, das im Westfeld ebenso wie das Flöz Alexander austreicht. Die übrigen drei Flöze ließen sich im Gelände über Tage nicht in ihrer Verbreitung feststellen, da sie aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit durch Fließerden und Verwitterungsschutt überdeckt sind.

Das Flöz ALEXANDER (A) erhielt seinen Namen nach dem Berghauptmann ALEXANDER VON MIELECKI. Im Westfeld ist das Flöz nur mit einer kleinen Mächtigkeit von 0,1 m bekannt geworden, dagegen wurde es im Beust-Feld mit einer Dicke von 0,68 m abgebaut, aber schon im Oeynhausens-Feld wurde es in der Bohrung Ibbenbüren III (TK 25: 3712 Tecklenburg) nur noch in 0,12 m Dicke angetroffen. So wechselhaft wie seine Mächtigkeit ist auch die Ausbildung des Liegenden und Hangenden. Im Westfeld sind beide hauptsächlich als Sandstein ausgebildet.

In muldenförmiger Lagerung streicht das Flöz am Pommeresche-Schacht südwestlich von Dickenberg zutage aus.

Die Pflanzengesellschaft des Flözes ist nach BODE (1927) durch die vorherrschende *Sphenophyllum*-Arten und *Neuropteris scheuchzeri* HOFFMANN charakterisiert. Im Oeynhausens- und im Theodor-Feld kommen *Linopteris münsteri* (EICHWALD) H. POTONIÉ und im Morgenstern-Feld *Alethopteris lonchitica* SCHLOTHEIM dazu.

Das Flöz Buchholz-Flottwell (B) ist das oberste Leitflöz von Ibbenbüren und daher auf dem ganzen Schafberg zu verfolgen. Der Doppelname rührt von den älteren für das West- und das Ostfeld getrennten Bezeichnungen her. Erst mit zunehmendem Bergbau erkannte man die Identität der beiden Flöze. Flöz Buchholz wurde in Dickenberg und am Rudolf-Schacht nach dem Flurnamen Buchholz bezeichnet, dort streicht es zutage aus. Aus dem Ostfeld hingegen wurde dasselbe Flöz nach dem Finanzminister VON FLOTTWELL benannt. Da aber das Flöz im Ost- und Westfeld einen unterschiedlichen Charakter (A. EBERT 1954) hat, sind die verschiedenen Bezeichnungen beibehalten worden.

Das Flöz Buchholz-Flottwell besteht immer aus einem Haupt- und einem darunterliegenden Nebenflöz (s. Abb. 7). Dieses wird im Morgensternfeld (TK 25: 3712 Tecklenburg) zuweilen auch als Röschenflöz bezeichnet. Das Zwischenmittel besteht aus einem durchschnittlich 1-1,5 m mächtigen Stigmarien-Tonstein (Wurzelboden). Im Theodor- und Morgensternfeld schwillt es bis auf 6-7 m an. Das Nebenflöz besteht durchweg aus reiner, etwa 0,45 m dicker Kohle. Das Hauptflöz dagegen wird aus einer ungefähr 1,70-2,00 m starken Wechselfolge von Kohle-, Kaolin-Kohlentonstein- und Tonsteinbänkchen aufgebaut. Im Westfeld dagegen schieben sich in die Wechselfolge des Hauptflözes fünf bis sechs 0,2-0,3 m starke Kohlenbänke ein.

Eine Analyse von LEISSER (in A. EBERT 1954) ergab einen Gehalt an Vitrit, Clarit und Durit von 82,8 %, einen fusitischen von 11,2 %, während der Brandschieferanteil 6 % betrug.

Das Liegende und Hangende des Hauptflözes bilden meistens Tonsteine. Südöstlich des Rudolf-Schachtes tritt ein mächtiger Sandstein auf (Abb. 8), der dort zusammen mit dem Hauptflöz in Steinbrüchen zutage kommt.

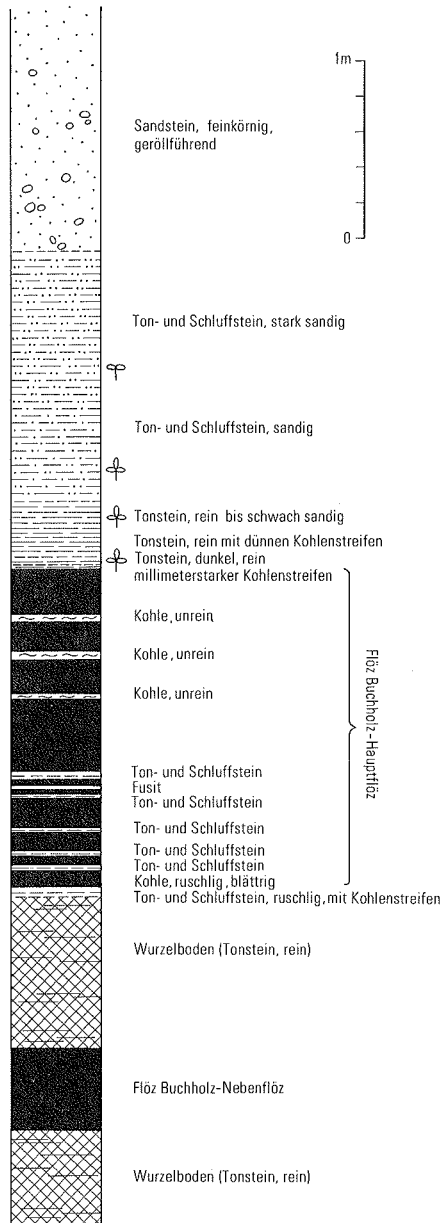


Abb. 7. Feinstratigraphisches Profil des Flözes Buchholz-Flottwell, Obere Ibbenbürener Schichten, Westfal D (nach BRAUER & BUNTFUSS 1966)

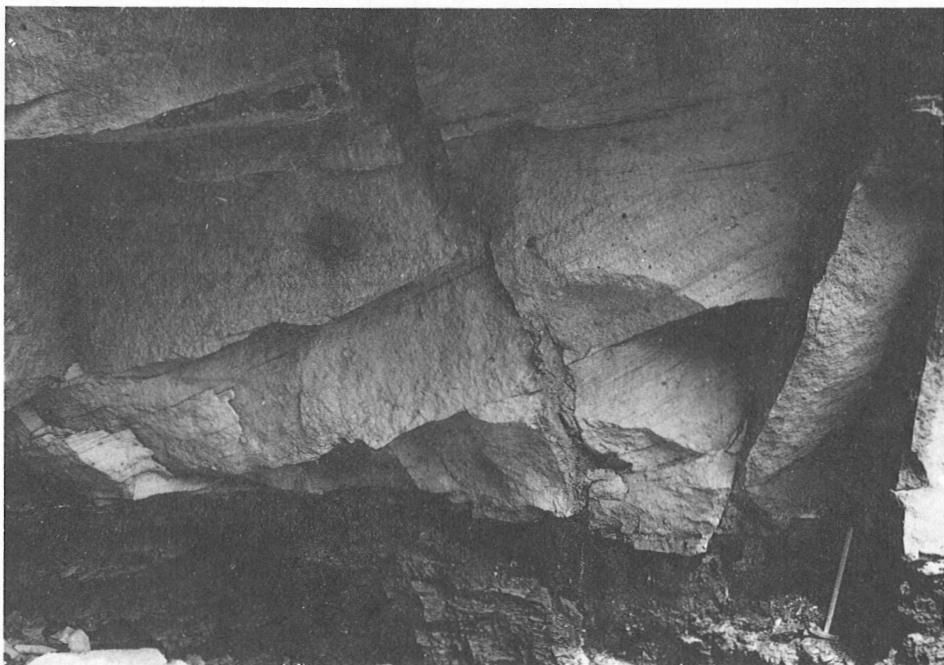


Abb. 8. Flöz Buchholz-Flottwell mit dem hangenden Sandstein, Obere Ibbenbürener Schichten, Westfal D; aufgelassener Steinbruch beim Forsthaus Buchholz; R 11 300, H 98 420

Nach BODE (1927) ist das Hauptflöz durch das sehr häufige Vorkommen der *Linopteris münsteri* (EICHWALD) H. POTONIÉ gekennzeichnet. Die nächsthäufigere Art ist *Neuropteris scheuchzeri* HOFFMANN.

Nach Westen zu häuft sich das Vorkommen der *Alethopteris serli* BRONGNIART. Als Hauptformen werden außerdem beobachtet:

Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART

Neuropteris ovata HOFFMANN

Sigillaria cumulata WEISS

Das Nebenflöz führt nach BODE (1927) nur im Morgensternfeld in den Bereichen der östlichen Nachbargebiete Pflanzenfossilien.

Das Flöz Franz (F) wurde nach dem Oberberghauptmann FRANZ VON VELTHEIM benannt. Es ist nicht bauwürdig und wurde in einer Mächtigkeit von ungefähr 0,45 m in der Bohrung Ibbenbüren III (TK 25: 3712 Tecklenburg) angetroffen. Dort besteht das Liegende aus Sandsteinen, das Hangende aus Tonsteinen. Als charakteristisch für dieses Flöz werden von BODE (1927) angeführt:

Neuropteris heterophylla BRONGNIART

Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN

Linopteris münsteri (EICHWALD) H. POTONIÉ

Sphenophyllum cuneifolium STERNBERG

Calamites cisti BRONGNIART

Calamites ramosus ARTIS

Nach JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) entspricht das Flöz Franz dem Flöz Johannisstein am Piesberg bei Osnabrück.

Im Hangenden von Flöz Franz sind bei Mettingen in der Bohrung Ibbenbüren II im Oeynhausens-Feld noch zwei dünne Flöze von 0,3 m Mächtigkeit bekannt geworden. Sie werden in der älteren Literatur als Erstes beziehungsweise Zweites Hangendes erwähnt. Dort, wo es angetroffen wurde, war das Liegende als feinkörniger Sandstein entwickelt. Während das Hangende des älteren aus einem Konglomerat bestand, war es bei dem jüngeren ein Tonstein. BODE (1927) vermutet, daß es sich bei den Flözen nur um eine lokale, begrenzte Ablagerung handelt, da sie an anderen, außer den oben aufgeführten Stellen, nicht aufgefunden wurden.

Neben den artenreichen Florengesellschaften der Flöze wurden Faunenreste bisher nur mit einem an der Basis der Oberen Ibbenbürener Schichten gefundenen Insektenflügel bekannt. Er wurde von WO. SCHMIDT (1962) als zu der neuen Art und Gattung *Copanorpella ernsti* zugehörig bestimmt.

Das Flöz Bockraden (Bo) wurde von BÄSSLER (in SCHUSTER 1971 b) nach der Bauerschaft Bockraden benannt, wo es zuerst in Bohrungen angetroffen wurde. Von dort wurde es auch durch SCHUSTER (1971 b) näher beschrieben. Nach JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) entspricht das Flöz Bockraden dem Flöz Schmitzchen vom Piesberg bei Osnabrück.

Die Mächtigkeit des als Streifenkohle entwickelten Flözes liegt dort zwischen 9 und 15 cm. Es ist von Einlagerungen aus Brandschiefer, Fusit und stellenweise Pyrit durchsetzt. Der Wurzelboden ist ein um 0,5 m mächtiger, mittelgrauer, nur mäßig geschichteter Ton- und stellenweise Schluffstein. Das Liegende bilden Fein- bis Mittelsandstein, seltener Grobsandstein; das unmittelbar Hangende des Flözes stellen Konglomerate dar, denen Sandsteine auflagern.

Das Konglomerat wird von SCHUSTER (1968, 1971 a, b) als Hinweis für die in Ibbenbüren so häufigen Erosionsdiskordanzen angesehen.

Der Name des Flözes Itterbeck (I) geht auf einen Vorschlag von SCHUSTER (1968: 449) zurück, da dieses Flöz zuerst in der Bohrung Itterbeck Z 5 im Emsland bekannt geworden ist. Durch SCHUSTER (1971 a, b) und JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) wurde es auch im Ibbenbürener Karbon als ein etwa 30 cm mächtiges Flöz oder eine Flözgruppe nachgewiesen, dessen Liegendes und Hangendes sowohl als Sandstein als auch als Tonstein entwickelt sein können.

Das Flöz liegt ungefähr 100 m über dem Flöz Franz und etwa 60 m unter der Grenze zu den Roten Schichten.

Der Name des Flözes Mettingen (M) geht auf einen Vorschlag von BÄSSLER (in SCHUSTER 1971 b) zurück, der ihn wegen des ersten Auftretens in der Bohrung Ibbenbüren II südlich von Mettingen einführte. Wie JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971: Taf. 1) zeigten, handelt es sich hierbei meist um eine Gruppe von zwei Flözen, die durch eine bis zu 30 m mächtige Sandstein- oder Ton- und Sandsteinfoolge getrennt werden. In den Bohrungen des Bockrader Grabens hingegen ist diese trennende Folge nach SCHUSTER (1971 b) nur noch 4 oder 5 m mächtig. Das Liegende und das Hangende sind als Sandstein

wie auch als Tonstein ausgebildet. Die Flözgruppe liegt dort nach SCHUSTER (1971 b) ungefähr 140 m über dem Flöz Franz und etwa 25 m unter der Farbgrenze Grau/Rot.

3.1.3.2. Rote Schichten (cwdR)

Die Roten Schichten sind die jüngsten Karbon-Ablagerungen im Blattgebiet. Sie nehmen an der Oberfläche weite Teile des Bockrader Grabens und am Nordhang der Karbon-Scholle ein. Im Osten allerdings sind die Roten Schichten weithin von Löß überkleidet.

Wegen der roten Farbe ihrer Sand- und Tonsteine wurden diese ursprünglich als flöz-leer angesehenen Schichten von HOFFMANN (1826, 1827 a, b) und HEINE (1861) in das Rot-liegende gestellt. Aber bereits CREMER (1895) erkannte bei seinen paläobotanischen Untersuchungen der Roten Schichten am Piesberg, daß diese noch zum Karbon gehören und noch jünger als die des Ruhrkarbons sind. Dieser Einstufung schlossen sich später auch HAACK (1909) und TIETZE (1912) an. CREMER (1895) ging sogar soweit, die roten Schichtenfolgen von Ibbenbüren, Hüggel und Piesberg altersmäßig einander gleichzustellen. GOTHAN (in GOTHAN & HAACK 1924) hingegen hielt das Karbon vom Piesberg für jünger, ebenso A. EBERT (1954). KUKUK (1938: 362) dagegen glaubte, daß die Roten Schichten von Ibbenbüren, Hüggel und Piesberg aufeinander folgen.

Erst die floristischen Untersuchungen in neuer Zeit durch JOSTEN (1962, 1966, 1970, 1971 a, b), KELLER (1966, 1968), RAABE (1966), RAABE & REMY (1964), HAVLENA (1968) und JOSTEN & R. TEICHMÜLLER (1971) und der Nachweis eines marinen Horizontes durch KNAUFF & KÖWING & RABITZ (1971), sowie die Ergebnisse von Tiefbohrungen des Emslandes ermöglichten eine Korrelation der grauen und roten Ablagerungen von Ibbenbüren mit denen des Hügfels und Piesberges (vgl. JOSTEN & R. TEICHMÜLLER 1971: Taf. 1).

Wie schon auf S. 41 erwähnt wurde, setzt die Rotfärbung nicht plötzlich im Profil ein. Vielmehr ist an der Basis eine wechselnd mächtige Übergangsfolge aus roten und grauen Schichten ausgebildet. Darin sieht nun HAVLENA (1968) den obersten Teil der Oberen Ibbenbürener Schichten, deren teilweise Rotfärbung auf eine festländische Verwitterung vor der Überlagerung durch die eigentlichen, schon primär roten Schichten von Ibbenbüren zurückgeführt wird. Neben den typischen Formen einer ariden Verwitterung fand HAVLENA (1968) in der Übergangsfolge mehrmals kleinere Wurzelhorizonte, deren dazugehörige Flöze verwittert und fortgetragen waren. Die ehemals über dem Flöz lagernden Firstgesteine jedoch sind verruscht und liegen heute direkt dem Wurzelboden auf. Die im Bockrader Graben von HAVLENA (1968) aufgefundene und im folgenden mitgeteilte Flora gleicht der bisher bekannten flözbegleitenden Florengemeinschaft der Oberen Ibbenbürener Schichten.

Calamites suckowi BRONGNIART

Calamites cisti BRONGNIART

Astrophyllites grandis STERNBERG

Annularia stellata SCHLOTHEIM

Pinnularia capillacea LINDLEY & HUTTON

Sphenophyllum emarginatum BRONGNIART

Lepidodendron lycopodioides STERNBERG

Lepidophyllum sp.

Pecopteris miltoni ARTIS

Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN

Neuropteris attenuata LINDLEY & HUTTON

Mariopteris cf. sauveuri STUR

Cordaites principalis GERMAR

Über diesen sekundär durch die karbonische Verwitterung rotgefärbten Tonsteinen lagert mit einer leichten Winkeldiskordanz die von HAVLENA (1968) sogenannte Arkose-sandstein-Serie. Diese diskordante Überlagerung ist besonders gut in den Ziegeleiton-gruben der Bauerschaft Bockraden und am Querenberg (R 13 200, H 99 400 und R 13 880, H 99 350) aufgeschlossen. Ihre rotgefärbten Sedimente wurden schon primär mit dieser Farbe abgelagert, wie es im einzelnen bereits TIETZE (1912), BEYENBURG (1933) und A. EBERT (1954) beschrieben hatten.

Diese Diskordanz läßt sich im Bockrader Graben und südlich von Stein- und Obersteinbeck, von Aufschlüssen ausgehend gut verfolgen, denn der übergreifende rote Sandstein bildet eine Geländerippe. Wo diese Aufschlüsse wie im Osten fehlen, bleibt ihr Verlauf unklar.

Das Gestein über der Erosionsdiskordanz besteht aus einer schon primär vorherrschend rot bis violetten, nur untergeordnet auch grauen Folge von Sandsteinen, Konglomeraten und zum Teil Tonsteinen. Die Sandsteine neigen weniger zum Auffingern durch eingeschobene Tonsteinbänke als die der Ibbenbürener Schichten. Lagen von aufgearbeiteten Tonsteinen finden sich ebenfalls nur selten.

Die Mächtigkeit der Roten Schichten wird von A. EBERT (1954) und KELLER (1966) mit ungefähr 400 m angegeben. Schwankungen unterliegt die Mächtigkeit aber insofern, als der Beginn der Rotfärbung an der Basis in unterschiedlichem Niveau einsetzt und zum anderen durch die Abtragung im Rotliegenden vor dem transgredierenden Zechstein-Meer die Dicke der Roten Schichten örtlich stark verringert wurde (im Bockrader Graben auf nur 90 m, vgl. Schnitt C-D).

Insgesamt gesehen bestehen die Roten Schichten aus einer roten Wechselfolge von Sandsteinen, Konglomeraten, Schluff- und Tonsteinen. Im tieferen Teil sind aber immer wieder - wenn auch untergeordnet - graue Bänke eingeschaltet. Im Vergleich zu den Ibbenbürener Schichten waren die Sedimentationsbedingungen wesentlich ruhiger. Die intensive Kreuzschichtung und Rinnenbildung treten sehr zurück, und die Tonsteine und Sandsteine schließen sich zu mächtigen Folgen zusammen. Außer dieser Erscheinung und der Rotfärbung lassen sich keine großen lithologischen Unterschiede zwischen den Gesteinen feststellen.

Sandsteine: Die intensiv dunkelroten bis violetten Sandsteine zeichnen sich durch einen hohen Kieselsäuregehalt aus. Bei der Verwitterung neigen sie, besonders im höheren Teil der Steinbrüche, zur Ausbildung von ebenen Plattensandsteinen, die stellenweise diskordant auf ihrer Unterlage ruhen (s. Abb. 9). Ihre Schichtflächen sind außerordentlich dicht mit sekundär entstandenem Glimmer besetzt. In der vorherrschend ebenen Schichtung, im Gegensatz zu den Ibbenbürener Schichten, ist ein weiterer Grund zur Ausbildung der plattigen Textur zu suchen. Ähnlich wie bei den Sandsteinen der Ibbenbürener Schichten lassen sich hier serizitisierte und kaolinitisierte Feldspäte beobachten, die sich als „weiße Pünktchen“ auf den frischen Bruchflächen bemerkbar machen. Ebenso treten als dunkle Gemengteile Kieseliefekörnchen, Turmaline und Muskovit auf. Die starke Verwitterung der Feldspäte scheint nach A. EBERT (1954) teilweise schon primär zu sein, denn die roten Sandsteine aus 1 600 m Teufe der Bohrung Salzbergen II sahen genauso aus wie

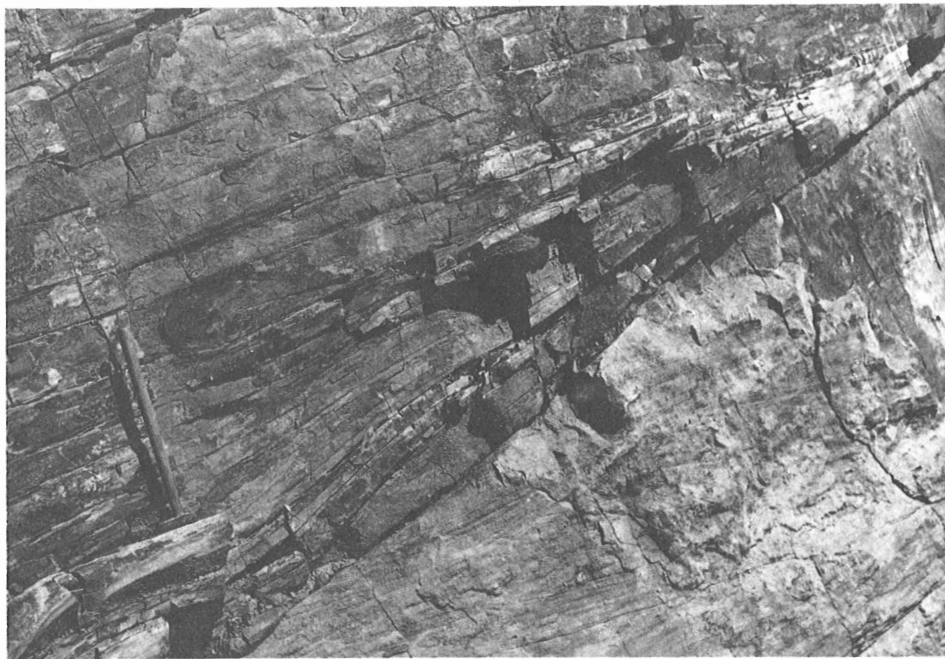


Abb. 9. Plattige Sandsteine, kreuzgeschichtet, diskordant lagernd, Rote Schichten, Westfal D; aufgelassener Steinbruch in Obersteinbeck; R 10300, H 01350

das frische Gestein an der Tagesoberfläche von Ibbenbüren. Untersuchungen von A. EBERT (1954) weisen Carbonate nur in Spuren nach.

Die Bleichung der Sandsteine im höheren Teil der Schichten geht von den Klüften und Schichtfugen aus, so daß das Gestein im Inneren vielfach noch rot ist. Dabei sind die noch roten Partien durchweg fester als die angewitterten und gebleichten. Oft ist das Gestein auch nach Art der Liesegang'schen Ringe verfärbt. Dies ist durch die rhythmische Ausfällung der Eisenlösungen zu erklären.

In den mächtigen Sandsteinen der ausgedehnten Steinbrüche auf dem Kälberberg im Gebiet des westlichen Anschlußblattes 3611 Hopsten treten häufig bis 0,5 m mächtige Lagen von sandigen Schluff- und Tonsteinen auf, in denen zuerst (A. EBERT 1954) Pflanzenreste mit dem Stamm von *Araucarioxylon* nachwies. Diese Funde wurden späterhin an dieser Lokalität durch Funde von RAABE & REMY (1964), RAABE (1967) und HAVLENA (1968) ergänzt, so daß die folgende Florenliste gegeben werden kann:

- Artisia approximata* (BRONGNIART)
- Cordaitea borassifolius* (STERNBERG)
- Cordaitea principalis* GERMAR
- Cardiocarpon ibbenburens* RAABE
- Annularia sphenophylloides* ZENKER
- Pinnularia capillacea* LINDLEY & HUTTON
- Sphenophyllum emarginatum* BRONGNIART

Pecopteris miltoni ARTIS

Pecopteris arborescens SCHLOTHEIM

Neuropteris attenuata LINDLEY & HUTTON

Konglomerate: Als ein recht unbeständiges Schichtenglied erweisen sich auch hier die Konglomeratbänke. Sie wurden daher auch nicht in der Karte dargestellt, sondern zusammen mit den Sandsteinen als eine Einheit kartiert. Auf die irrtümliche Annahme von BEYENBURG (1933), in den Roten Schichten kämen fast keine Konglomerate vor, hat schon A. EBERT (1954) hingewiesen. Sie treten nämlich sehr häufig auf und werden nach A. EBERT (1954) wegen ihrer farbenfrohen Zusammensetzung als „bunte Konglomerate“ bezeichnet. Sie unterscheiden sich dadurch von den Konglomeraten der Ibbenbürener Schichten.

Eine besonders konglomeratische Einschaltung fand zuerst HAVLENA (1968) an der Basis des Transgressionshorizontes. In grauen Arkosesandsteinen treten Gerölle bis zu 30 cm im Durchmesser aus braunroten, grünen und grauen Tonsteinen des aufgearbeiteten Liegenden auf.

Im übrigen aber bestehen die Konglomerate aus Geröllen von 2-3 cm Durchmesser, die gut gerundet in einer roten oder grauen Grundmasse liegen. Ihre Anreicherung geht vom einzelnen Geröll bis zur dichtesten Packung, wo nur noch die Zwischenräume von der Grundmasse erfüllt sind. Mehr als die Hälfte der Gerölle besteht aus Gangquarzen, die entweder weiß bleiben oder von einer festen roten Eisenoxidhaut überkleidet sind. Der übrige Teil besteht aus festen, feinkörnigen roten Quarziten, schwarzen Lyditen und roten und grünen Tonsteingeröllen. Die letzteren sind aber wohl nicht weit gewandert und entstammen aufgearbeiteten Tonsteinen aus der Nähe.

Tonsteine: Die Tonsteinbänke lassen sich im Gelände als lang aushaltende morphologische Senken zwischen den Rippen der Sandsteine und Konglomerate verfolgen. Allerdings sind die Senken meist ganz von den Lesesteinen der Sandsteine überschottert.

Die Tonsteine und ihre Übergänge zu den Schluffsteinen haben zur Hauptsache eine rote, teilweise auch karminviolette Färbung, die ebenso wie die der Sandsteine nach HAVLENA (1968) über der Diskordanz primär und darunter sekundär entstanden ist. Diese sekundäre Färbung ist besonders augenfällig und typisch in den Tongruben am Nordhang des Kälberberges und im Bockrader Graben zu finden.

Neben den roten Farben treten auch graue und schwarze auf. Ein gewisser Schluff- und/oder Feinsandgehalt ist meist festzustellen, im übrigen finden sich auch rein tonige Lagen, die bei der Verwitterung bröckelig zerfallen. Die Entfärbung und Bleichung der Tonsteine tritt in sehr viel geringerem Maße als bei den Sandsteinen auf. Meist ist nur in der obersten Schicht direkt unter der Tagesoberfläche oder in der Nähe von Störungen, die die Ton- an Sandsteine versetzen, eine Bleichung zu bemerken. Wegen seiner dichten lettigen Beschaffenheit bilden sich in den Tonsteinen für die eisenlösenden und damit bleichenden Tageswässer keine Wege an tiefreichenden Klüften und Rissen.

3.2. Perm

Die untere Abteilung des Perms, das Rotliegende, ist im Bereich des Blattgebietes, wie überhaupt in der Umgebung des Ibbenbürener Karbons, bisher nicht nachgewiesen. Allein die Bohrung Limbergen 1 weit nördlich von Ibbenbüren auf dem Gebiet des Blattes 3512 Voltlage hat Tonsteine und Porphyre des Rotliegenden durchsunken (VON GAERTNER 1953).

3.2.1. Zechstein (z)

Mit dem Beginn der Zechstein-Zeit gelangte das Blattgebiet wieder unter Meereseinfluß. Das Zechstein-Meer transgredierte mit einem Konglomerat oder dem Kupferschiefer auf die verschiedenen Horizonte des Oberkarbons mit einer Winkeldiskordanz von durchschnittlich 3–5°.

Insgesamt gesehen ist die vierfache Abfolge der Sedimentationszyklen, wie sie aus dem zentralen Becken im Nordosten von RICHTER-BERNBURG (1949, 1953, 1955 a, b) und BOIGK (in BOIGK et al. 1960) beschrieben wurde, hier im Randgebiet nahe dem im Süden liegenden Festland sicherlich erheblich abgewandelt. Das zeigen auch die paläogeographischen Karten von RICHTER-BERNBURG (1959: Taf. 1).

Für die paläogeographische Vorstellung einer „Osnabrücker Salzstraße“, die nach HEIDORN (1949) während des ersten Zechstein-Zyklus das mitteldeutsche Werra-Salzbecken mit der westdeutschen Nebensenke verbinden sollte, haben sich nach BÄSSLER (1970) und WOLBURG (1969) aufgrund neuer Bohrungen keine Hinweise ergeben. Die Steinsalze des Zechsteins sind nach BÄSSLER (1970: Abb. 8) erst im äußersten Nordwesten des Blattgebietes zu erwarten.

Im Blattgebiet sind uns nur Ablagerungen des unteren Teiles des Zechsteins 1 und vielleicht als Zechstein 2 einstuftbare Sedimente erhalten geblieben (vgl. Tab. 3). Diese Vorkommen beschränken sich auf die Randschollen jenseits der Nordrandstörung des Ibbenbürener Karbons bei Obersteinbeck, Schlickelde und Mettingen und auf die Bauerschaft Bockraden mit dem Bockrader Graben im Zentralteil der Karbon-Scholle.

Im übrigen liegen die Zechstein-Ablagerungen mit einer Mächtigkeit um 200 m (KELLER 1953), die nach Norden bis 400 m ansteigen mag, unter dem mächtigen Mesozoikum und

Tabelle 3
Stratigraphische Gliederung des Zechsteins

Stufe	Blatt Mettingen
Zechstein 4 (Aller-Serie)	
	Schichten vermutet, aber noch nicht nachgewiesen
Zechstein 3 (Leine-Serie)	
Zechstein 2 (Staßfurt-Serie)	Hauptdolomit Schichten vermutet, aber noch nicht nachgewiesen
	Werra-Anhydrit
	Zechstein-Kalk
Zechstein 1 (Werra-Serie)	Zuschlagkalk Stinkstein Kupferschiefer Zechstein-Konglomerat

teilweise auch Tertiär in der Umgebung der Ibbenbürener Bergplatte verborgen. Von Bohrungen im Blattgebiet sind sie dort bisher noch nicht erreicht worden, wohl aber in den Nachbarräumen (BREYER 1971; THIERMANN 1968, 1973).

3.2.1.1. Zechstein 1

Von den Ablagerungen des ältesten Zechsteins sind nur das Zechstein-Konglomerat, der Kupferschiefer, der Zechstein-Kalk und der Werra-Anhydrit mit einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 120 m bekannt geworden. Auf der geologischen Karte ist der Zechstein-Kalk mit seinen liegenden Gliedern zusammengefaßt als eine Einheit dargestellt; denn nur der Zechstein-Kalk tritt flächenhaft als inselförmige Aufragungen aus der quaritären Überdeckung hervor. Das Zechstein-Konglomerat und der Kupferschiefer kommen in einem senkrechten Anschnitt an einer Straßenkurve in Bockraden zutage.

3.2.1.1.1. Zechstein-Konglomerat

Diese Transgressionsbildung sollte nach TIETZE (1912) nur dort vorhanden sein, wo auch das liegende Oberkarbon als Sandstein oder Konglomerat ausgebildet ist, also Material zur Konglomeratbildung vorhanden war. HAARMANN (1911, 1914) hingegen beobachtete auch auf Tonsteinen Zechstein-Konglomerate. Sehr wahrscheinlich hängt jedoch die Verbreitung weniger von der Art des Untergrundes als von seinem Relief ab. In den morphologischen Senken sammelten sich die Konglomerate, während die höheren Teile frei von dieser Bedeckung blieben.

Da das Zechstein-Konglomerat durch die Aufarbeitung von Oberkarbon-Schichten entstanden ist, bestehen seine Gerölle naturgemäß aus den gleichen Komponenten, wie die der Karbon-Konglomerate. Einen deutlichen Unterschied zu den Karbon-Konglomeraten bildet jedoch das etwas eisenschüssige kalkig-sandige, blaugraue Bindemittel, das bei der Verwitterung eine rotbraune Färbung annimmt. Die Mächtigkeit beträgt nach TIETZE (1912) bis zu 0,6 m. In der Straßenkurve in Bockraden (R 13360, H 98320) ist das Konglomerat aus gut gerundeten Milchquarzen, Lyditen und Kieselschiefern und Sandsteingeröllen mit einer Mächtigkeit von ungefähr 25 cm aufgeschlossen. Fossilien sind in dieser klastischen Fazies naturgemäß außerordentlich selten. A. EBERT (in STAHL & A. EBERT 1952) erwähnt von Ibbenbüren den Fund eines *Productus cancrini* DE VERNIEUL.

3.2.1.1.2. Kupferschiefer

Nach den Angaben von TIETZE (1912) transgrediert der Zechstein an jenen Stellen, wo das Oberkarbon als Tonstein ausgebildet ist, direkt mit dem Kupferschiefer unter Ausfall des Zechstein-Konglomerats (vgl. Kap. 3.2.1.1.1.). Die liegenden Tonsteine sind dann gebleicht und in lettiges Material umgewandelt. Die Verfärbung könnte mit TIETZE (1912) sowohl auf die Verwitterung des Karbons vor der Transgression des Zechstein-Meeres, als auch auf die Reduktionswirkung des Kupferschiefer-Bitumens auf den Eisengehalt der Karbon-Schichten zurückgeführt werden.

Lithologisch besteht der Kupferschiefer (WEDEPOHL 1964, 1965, 1971; CASTENDYCK 1853c) aus einem schwarzen bis schwarzgrauen, stellenweise aus bräunlichen, sehr feinschichtigen und etwas bituminösen, dolomitischen Mergelstein. Auffällig ist die zuerst von M. & R. TEICHMÜLLER (1950) bemerkte starke Metamorphose des Bitumengehaltes des Kupferschiefers aus der ehemaligen Zeche Perm nördlich von Laggenbeck (TK25: 3712 Tecklenburg). Diese Erscheinung wurde dann später von BARTENSTEIN & M. & R. TEICHMÜLLER

LER (1971) auch in Tiefbohrungen bei Salzbergen westlich des Blattbereiches und in alten Zechen am Südrand der Karbon-Scholle festgestellt und in Zusammenhang mit der Erwärmung beim Aufdringen des Bramscher Massivs gebracht.

Der Kupfergehalt (CuO) von Proben aus der Zeche Perm ist nach den Analysen von HOERNECKE (1901) mit 0,051–0,098 % außerordentlich gering. Am Hüggel geht der Gehalt nach A. EBERT (1954) bis auf 1 % hinauf. Die Mächtigkeit des Kupferschiefers schwankt zwischen 0,3 und 0,7 m.

Aufgeschlossen ist der Kupferschiefer gegenwärtig im Blattgebiet nur an einer Straßenkurve in Bockraden (s. Abb. 10). Die Grenze zum hangenden Zechstein-Kalk wird dort mit dem ersten Auftreten einer Kalksteinbank gezogen, auch wenn darüber in einem allerdings nur 25 cm mächtigen Übergangsbereich noch Mergelsteine in Kupferschiefer-Fazies auftreten.

Fossilien sind im Kupferschiefer an der Ibbenbürener Scholle bisher nur wenige bekannt geworden. HEINE (1861) erwähnte aus einem Schurfschacht südlich des Hofes Knille in einem heute fast gänzlich verfüllten Kalksteinbruch (R 12 550; H 97 700) nur eine kleine Bryozoe und eine nicht näher bestimmbare Brachiopodenschale. TIETZE (1912) führt von der gleichen Stelle den Fund eines Fisches der Gattung *Palaeoniscus* BLAINVILLE emend. TRAQUAIR an. Die mikrofaunistische Untersuchung einer Probe aus dem schon erwähnten Anschnitt der Straßenkurve in Bockraden durch KNAUFF (1965) ergab stark verwitterte Reste von Fischzähnen (Kegelzahntyp), Seeigelstacheln, Wurmrohren, Bryozoen und einzelnen Foraminiferen der Gattung *Frondicularia* und *Lenticulina*.



Abb. 10. Kupferschiefer (z1,t) und Zechstein-Kalk (z1,k), Zechstein 1 (Werra-Serie); Straßenanschnitt in der Bauerschaft Bockraden; R 13 360, H 98 320

3.2.1.1.3. Zechstein-Kalk (z1,k)

Zusammen mit dem maximal 0,6 m mächtigen Zechstein-Konglomerat und dem höchstens 0,7 m mächtigen Kupferschiefer ist der um 40 m mächtige Zechstein-Kalk auf der geologischen Karte als eine Einheit ausgeschieden (s. S. 51).

Im Zechstein-Kalk des Blattgebietes lassen sich zwei Faziesbereiche unterscheiden. In seiner typischen, fast unveränderten Ausbildung liegt er in den nördlichen Randstaffeln und im Bockrader Graben vor. Hier tritt er inselförmig aus der mächtigen quartären Überdeckung an Stellen heraus, die schon von HEINE (1861) beschrieben werden.

Südöstlich Mettingen in der Bauerschaft Muckhorst hingegen ist ein Teil des Zechstein-Kalkes metasomatisch in Spateisenstein (s. S. 122) umgewandelt und von Buntmetallergängen durchzogen (STADLER 1971 b). Der Zechstein wurde hier nur in den Grubenbauen der holländischen Gesellschaft Oranien angetroffen.

In Anlehnung an die Verhältnisse am Hüggel läßt sich die fast unveränderte Folge des Zechstein-Kalks petrographisch in einen unteren 8 m mächtigen (Stinkstein) und einen oberen, 26 - 32 m mächtigen Abschnitt (Zuschlagkalk) gliedern. Allerdings ist diese Aufteilung wegen der gegenüber dem Hüggel faziell etwas abgeänderten Ausbildung schon im Aufschluß nur schwer durchzuführen. Eine flächenmäßige Gliederung auf der Karte nach dem Ausbiß im Gelände dagegen war nicht möglich, da die Unterschiede dafür zu klein sind.

Der untere, 8 m mächtige Abschnitt beginnt mit dünnbankigen grauen, stellenweise dolomitischen Kalksteinen, die durch dünne (bis 1 cm) Mergelsteinlagen getrennt werden. Oft sind die Kalksteine zu einem eisenschüssigen Lehm verwittert. Nach oben hin schließen sich die Kalksteine zu etwas dickeren (bis 10 cm) und nunmehr schwarzgrauen Bänken zusammen (s. Abb. 11). Sie sind sehr hart und brechen splittig, dabei läßt sich ein stark bituminöser Geruch feststellen. Sie wurden daher auch als *Stinkstein* bezeichnet. Dieser tiefere Teil des Zechstein-Kalks ist gut in den alten Kalkbrüchen im Bockrader Graben und in Obersteinbeck aufgeschlossen.

Nach den Untersuchungen von STADLER (1971 b) liegt hier petrographisch ein ziemlich reiner Kalkstein vor, der aus einem homogenen Gemenge gleichmäßig feinkörniger Calcitpartikel besteht und nur vereinzelt feinste isolierte Quarzkörner und Tonpartikel führt. Häufiger sind organische Beimengungen, die meist die Calcitkristalle umkleiden, teilweise sind sie auch in Form kleinster Fossilreste (bis 20 µm) eingelagert.

Inkohlungsuntersuchungen an deren organischer Substanz durch M. TEICHMÜLLER (in STADLER 1971 a) ergaben einen Inkohlungsgrad, dem von Esskohle entsprechend, wie ihn auch der Kupferschiefer am Südostrande der Karbon-Scholle zeigt (s. Kap. 3.2.1.1.2.).

Aus den Kalksteinen des inzwischen verfüllten Steinbruches (R 12550, H 97700) ungefähr 200 m südöstlich des Hofes Knille in der Bauerschaft Bockraden führte CREMER (1895) die folgenden Fossilien an:

Productus horridus SOWERBY
Spirifer undulatus SOWERBY
Schizodus cf. obscurus SOWERBY
Fenestella retiformis v. SCHLOTHEIM

TIETZE (1912) erweiterte diese Liste noch durch die Funde der beiden Fossilien:

Acanthocladia sp.
Nautilus freieslebeni GEINITZ

Der obere, bis über 30 m mächtige Abschnitt besteht aus etwas dickbankigeren (bis 0,5 m), stellenweise etwas porös verwitternden, stärker dolomitischen, blaugrauen bis stellenweise auch graubraunen Kalksteinbänken, die durch daumendicke Mergelsteinlagen untergliedert werden. Wegen des am Hüggel in diesen Partien etwas erhöhten Eisengehaltes werden sie dort als **Zuschlagkalk** bei der Verhüttung genutzt und gaben so den Anlaß zur Namensgebung.

Aufgeschlossen sind diese Kalksteine gleichfalls in den Kalksteinbrüchen bei Obersteinbeck und im Bockrader Graben (BRAUN 1968). Hier sind auch die charakteristische, sekun-

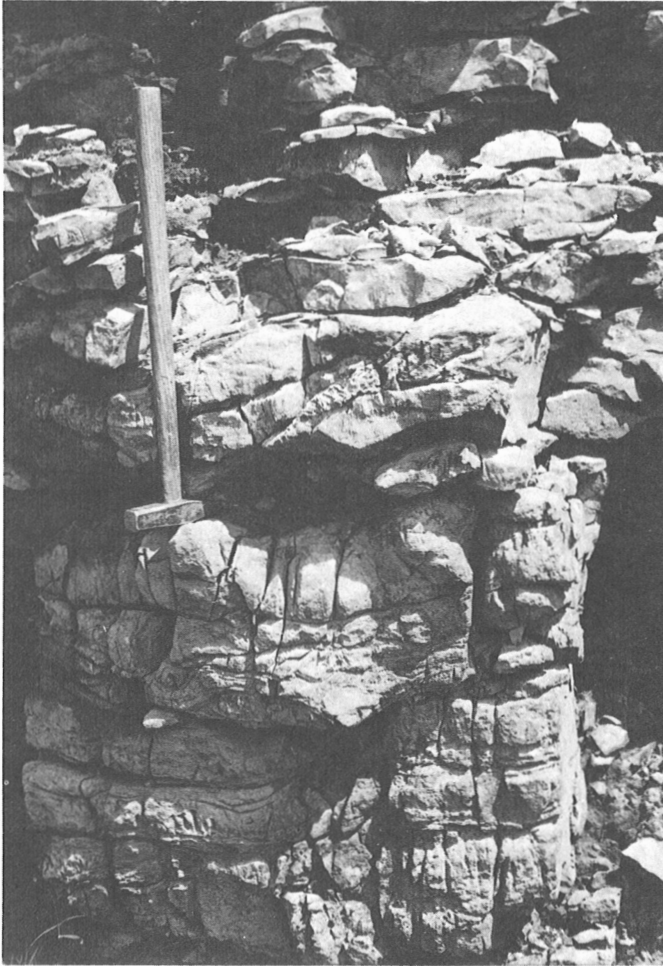


Abb. 11. Knolliger Zechstein-Kalk, Zechstein 1 (Werra-Serie) mit durch die Verwitterung herausgearbeiteten feinen Klüften; aufgelassener Steinbruch Weßling-Lünne-
mann in Obersteinbeck; R 09 750, H 01 680

där wellig-knollige Ausbildung der Schichtflächen und die karstartigen Verwitterungsformen an den Klüften zu sehen (s. Abb. 11).

Die Fossilien treten nach den Beobachtungen von HAACK (1935 b) mehr örtlich in Linsen, dann aber in großer Artenzahl auf. Die meisten Individuen liefern die Arten *Productus horridus* SOWERBY und *Strophalosia morrisiana* KING. Von HAACK (1909) stammt die Liste der folgenden Fossilien aus dem Zuschlagkalk des ganzen Osnabrücker Gebietes, die auch für das Blattgebiet gilt:

Serpula planorbites MÜNSTER
Fenestella retiformis v. SCHLOTHEIM
Phyllopora ehrenbergi GEINITZ
Acanthocladia anceps v. SCHLOTHEIM
Acanthocladia dubia v. SCHLOTHEIM
Streptorhynchus pelargonautus v. SCHLOTHEIM
Productus horridus SOWERBY
Strophalosia morrisiana KING
Spirifer undulatus SOWERBY
Spirifer cristatus v. SCHLOTHEIM
Camarophoria schlotheimi v. BUCH
Terebratula elongata v. SCHLOTHEIM
Pseudomonotis speluncaria v. SCHLOTHEIM
Avicula pinnaeformis GEINITZ
Gervillia ceratophaga v. SCHLOTHEIM
Gervillia antiqua MÜNSTER
Arca striata v. SCHLOTHEIM
Schizodus obscurus SOWERBY
Edmondia elongata HOWSE
Polytropis helicina v. SCHLOTHEIM
Polytropis tayloriana KING
Turbo (Coelostylina?) obtusus BROWN
Cythere sp.

BENDER & STOPPEL (1965) haben aus dem Schacht Bockraden aus diesen Schichten in 18–20 m Teufe die folgenden Conodonten beschrieben:

Hindeodella triassica K. J. MÜLLER
Spathognathodus divergens BENDER & STOPPEL
Rounda sp. b.

Im deutlichen Gegensatz zu dieser Normalfazies steht der vererzte Zechstein-Kalk in den Randstaffeln der Ibbenbürener Karbon-Scholle südöstlich Mettingen in der Bauerschaft Muckhorst. Nach den Beschreibungen von HOERNECKE (1901) ist dort ein Teil des von Quartär gänzlich bedeckten Zechstein-Kalkes metasomatisch in Spateisenstein (FeCO_3) umgewandelt und von Buntmetallergängen durchzogen. Er wurde in den Grubenbauen der Zeche Muck & Horst der holländischen Gesellschaft Oranien angetroffen. Der Stollen der Zeche ist heute nicht mehr befahrbar, wohl aber lassen sich auf der Halde zwischen den Höfen Romeier und Hellager noch Belegstücke auffinden.

Die genetische Beziehung der Vererzung zu den Randverwerfungen ist ähnlich wie am Südrand der Karbon-Scholle (CASTENDYCK 1853 a, b; THIERMANN 1970 a; STADLER 1971 b)

auch hier erkennbar. Vererzt sind besonders die ursprünglich rein kalkigen Schichten, die mehr dolomitischen hingegen weisen nur geringe Eisengehalte auf.

Die Umwandlung des Kalksteins in Spateisenstein (= Brauneisenstein; EINECKE & KÖHLER 1910) hat die Struktur und Schichtung stark verwischt. Es bleibt daher unklar, wie weit auch höhere Teile des Zechsteins vererzt sind. Nach HOERNECKE (1901) bilden die vererzten Partien unregelmäßig geformte stockwerkartig ausgebildete Massen und Nester, die aber an kein bestimmtes Niveau gebunden sind. Sehr anschaulich hat diese Verhältnisse am Rochusknapp nordöstlich von Ibbenbüren (TK25: 3712 Tecklenburg) seinerzeit CASTENDYCK (1853 a) geschildert.

Bezeichnend für die Zeche Muck & Horst und Ziel des geplanten Abbaus waren nach HOERNECKE (1901) die auf Klüften und Sprüngen des vererzten Zechstein-Kalkes vorkommenden Buntmetallerze, deren ständige Begleiter Calcit und Quarz sind. Geringe Erzspuren werden auch aus dem Bockrader Tal von HEINE (1861) angeführt.

Nach den Untersuchungen dieser Erze besonders am Südrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle durch STADLER (1971 b) kommen sie in der typischen Abfolge einer hydrothermalen Vererzung vor, die der sulfidischen Nachphase zuzuordnen sind: Zinkblende, Pyrit, Markasit, Kupferkies und Bleiglanz. Diese Erzspuren sind die Ausläufer einer am Süd- und Ostrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle sehr viel stärker ausgebildeten hydrothermalen Vererzung. Ihre genetischen Beziehungen zu dem in oberkretazischer Zeit aufgedrungenen basaltischen Magmenkörper des Bramscher Massivs, dessen Dachregion im Bereich der Devon/Karbon-Grenze liegt, hat STADLER (1971 b) näher untersucht und beschrieben.

3.2.1.1.4. Werra-Anhydrit

Nach BÄSSLER (1970: 221) ist durch bergmännische Aufschlußarbeiten im Bockrader Graben über dem Zechstein-Kalk Anhydrit mit einer Mächtigkeit größer als 80 m nachgewiesen worden. Der Anhydrit ist von mittelgrauer bis bläulicher Farbe, nahe der quartären Überdeckung geht er in Gips über. Über Tage steht er wegen der mächtigen quartären Überlagerung nirgends an.

Stratigraphisch entspricht dieser Anhydrit der im äußersten Nordwesten des Blattgebietes wahrscheinlich dreiteiligen Folge von Unterem Werra-Anhydrit, Werra-Steinsalz und Oberem Werra-Anhydrit. Dabei wird das Werra-Steinsalz jedoch aufgrund der paläogeographischen Verhältnisse (BÄSSLER 1970: Abb. 8) nur wenige Meter Mächtigkeit erreichen.

Auf die Ablaugung des Werra-Anhydrits gehen wahrscheinlich auch die beiden Erdfälle (THIERMANN 1975 b) östlich des Martensberges (R 12 430; H 01 390) bei Steinbeck aus dem Jahre 1932 und in Mettingen (R 17 320; H 98 010) aus dem Jahre 1965 zurück.

3.2.1.2. Zechstein 2

In der Bauerschaft Nieder-Bockraden stehen in einem Hohlweg am Nordhang des Gartenberges nahe der Randstörung und von dem Zechstein-Kalk wahrscheinlich durch eine streichende Störung getrennt von HEINE (1861) erwähnte löcherige Rauchwacken und zellig-kieselige Dolomitsteine mit nördlichem Einfallen an. Wegen der starken Hangüberschüttung durch die Fließerden waren schon TIETZE (1912) und A. EBERT (1954) eine genauere Beobachtung nicht mehr möglich. TIETZE (1912) stellte diese Vorkommen in den Mittleren Zechstein. Nach der modernen Zechstein-Stratigraphie läge hier also der Haupt-

dolomit vor, dem für diesen Raum und seine weitere Umgebung (BOIGKIN BOIGK et al. 1960, THIERMANN 1973) charakteristischen, ältesten Glied des Zechstein 2.

Der übrige Teil des Staßfurt-Zyklus ist aus dem Blattgebiet nicht näher bekannt. Doch ist nach den paläogeographischen Vorstellungen (RICHTER-BERNBURG 1959: Taf. I) über jene Zeit und nach den Verhältnissen bei Rheine (THIERMANN 1973) anzunehmen, daß sich dieser Abschnitt unter Ausfall des Steinsalzes zu einer als Anhydrit 2 bezeichneten Folge zusammenschließt. Die gesamte Mächtigkeit des Zechsteins 2 wird auf 60 - 70 m geschätzt.

3.2.1.3. Zechstein 3 und 4

Beim Hof Bulk am Nordhang des Gartenberges (HEINE 1861) in der Bauerschaft Nieder-Bockraden wurden graue und rötliche Ton- und Dolomitsteine aufgefunden, die hier inselförmig aus einer mächtigen Fließerde-Überdeckung herausragen. Dieses Vorkommen wurde irrtümlich von TIETZE (1912) und A. EBERT (1954) zu den Roten Schichten des Westfals D gestellt. Erst BÄSSLER (1968, 1970) erkannte das Zechstein-Alter. Nach der Lage des Ausbisses und aufgrund der nur spärlichen Beobachtungsmöglichkeit zu urteilen, gehören diese Ablagerungen wahrscheinlich zum höheren Zechstein, ohne daß eine genauere Einstufung möglich ist. Auf der geologischen Karte ist daher auch nur ungegliederter Zechstein (z) an dieser Stelle angegeben.

Wegen fehlender Aufschlüsse und Bohrungen lassen sich über die sonstige Ausbildung des höheren Zechsteins für das Blattgebiet keine näheren Angaben machen. Doch sind aus den Beschreibungen und Überlegungen zur Paläogeographie und Stratigraphie der Nachbarräume (RICHTER-BERNBURG 1959, THIERMANN 1973: 29) allgemeine Hinweise bekannt.

Mesozoikum

3.3. Trias

Von den Ablagerungen der Trias treten Teile des Buntsandsteins und des Muschelkalks in den Randstaffeln der Karbon-Scholle und östlich Mettingen zutage. Im Schneckenbruch östlich Rothertshausen bilden sie, von mächtigem Quartär bedeckt, die Scheitelformation des dort durchstreichenden Neuenkirchener Sattels. Im Zentralteil des Blattgebietes ist die Trias unter jüngerem Mesozoikum, örtlich auch unter Tertiär, verborgen.

Stellenweise mag die Trias auch unvollständig sein (vgl. Tab. 4). Diese Erscheinung ist nach den Überlegungen von WOLBURG (1969) wohl eine Folge ursprünglicher Sedimentationslücken und frühzeitiger Erosionen. Hinzu kommt auch die örtlich starke Abtragung im Zuge jungkimmerischer Bewegungen im Malm. Die Mächtigkeit der Trias im Blattgebiet wird auf 750 m geschätzt (vgl. auch WOLBURG in THIERMANN 1975 a).

Wie es WURSTER (1964 b) gezeigt hat, wurde die Trias als eine epikontinentale Schelfablagerung unter einem subtropisch-ariden Klima in dem sinkenden Germanischen Becken abgelagert. Über die Entwicklung und Ausbildung der mittleren und höheren Trias Nordwestdeutschlands aufgrund neuer Bohrungen hat WOLBURG (1969) Untersuchungen angestellt.

3.3.1. Buntsandstein (s)

Der Ablagerungsraum des brackisch-marinen nordwestdeutschen Buntsandsteins (LEGGEWIE & FÜCHTBAUER & EL NAJJAR 1977) gliedert sich in ein nördliches Hauptbecken

Tabelle 4
Stratigraphische Gliederung der Trias

Abteilung	Stufe	Blatt Mettingen	
Keuper	Oberer	Rhät Unterrhät (im Westen fehlend)	
	Mittlerer	Mittlerer Keuper	(k)
	Unterer	Lettenkohlenkeuper	
Muschelkalk	Oberer	Ceratiten-Schichten (örtlich mit Schichtlücken)	
		Trochitenkalk	(m)
	Mittlerer	Mittlerer Muschelkalk	
	Unterer	Unterer Muschelkalk (mu)	
Buntsandstein	Oberer (Röt)	Pelitische Gruppe (so) Röt-Salinar (nur im Nordwesten)	
	Mittlerer	Solling-Folge	
		Hardeggen-Folge (nur im Nordwesten)	(s)
		Detfurth-Folge	
		Volpriehausen-Folge	
	Unterer	Unterer Buntsandstein	

und zwei südlich daran anschließende Nordnordost streichende Nebenbecken, die durch eine Schwelle getrennt sind.

Dieser bei WOLBURG (1961, 1968, 1969) Rheinische Schwelle und bei TRUSHEIM (1963) Hunte-Schwelle genannte Sporn der Rheinischen Masse scheidet so die östlich gelegene Hessisch-Hannoversche Senke (WOLBURG 1969) oder Weser-Senke (TRUSHEIM 1963) von der westlichen Niederrhein-Ems-Senke (WOLBURG 1969) oder Ems-Senke (TRUSHEIM 1963).

Das Blattgebiet liegt am südlichen Rand der Rheinischen Schwelle. Der Verlauf der Schuttströme des Buntsandsteins läßt für den Blattbereich nach WOLBURG (1961: Abb. 17) eine Nordwestrichtung in die Ems-Senke hinein erkennen. Die primäre Mächtigkeit des Buntsandsteins mag nach der Karte von TRUSHEIM (1963: Abb. 1) 500 m betragen.

Gegliedert wird der Buntsandstein, ähnlich wie der Zechstein, nach der Abfolge von Sedimentationszyklen, die auf epirogenetische Bewegungen des Ablagerungsraumes zurückgeführt werden. Die Folgen beginnen nach BOIGK (1959, 1961) und RICHTER-BERNBURG

(1974) jeweils mit einem gröberen Sandstein und führen dann über eine tonig-sandige Wechselfolge zu einem Tonstein als Abschluß.

Dieses Gliederungsprinzip läßt sich aber hier in der Randfazies der Rheinischen Schwelle nur sehr bedingt anwenden. Insbesondere GAERTNER (1980) weist darauf hin, daß hier die zyklische Gliederung weitgehend zurücktritt, indem die Tonsteineinschaltungen häufig durch kompakte Sandsteinkomplexe vertreten werden.

Wegen der geringen Zahl der Aufschlüsse, der eintönigen Ausbildung der Gesteine im Blattgebiet und der paläogeographischen Lage läßt sich eine Gliederung des Buntsandsteins nur mit großem Vorbehalt (vgl. GAERTNER 1980, HINZE 1980) durchführen.

Über die Ausbildung der Gesteine des Buntsandsteins im Blattgebiet ist bisher nur wenig bekannt geworden, denn sie treten nur an drei Stellen in kleineren Flächen zutage: am Südhang des Dickenberges beim Hof Kamp, auf der Höhe 64,8 westlich Schlickelde und bei den Höfen Sabbes und Dieckmann in der Bauerschaft Nierenburg östlich Mettingen. Im Untergrund von Mettingen und Steinbeck ist der Buntsandstein verschiedentlich in Bohrungen angetroffen. Im äußersten Nordosten, im Schneckenbruch, steht er nach BÄSSLER (1970) und BREYER (1971) als Scheitelformation des Neuenkirchener Sattels unter dem Quartär an.

Die jeweilige stratigraphische Stellung dieser Vorkommen bis auf den als Röt einstuftbaren Ausstrich bei Dickenberg ist aber ungeklärt geblieben, da ihre Ausdehnung nach Fläche und Mächtigkeit zu klein für einen Vergleich mit der Buntsandstein-Gliederung (RICHTER-BERNBURG 1974) ist. Auf der geologischen Karte ist daher nur ungegliederter Buntsandstein dargestellt.

Aus diesem Vorkommen, den Beschreibungen aus der unmittelbaren Nachbarschaft (HAARMANN 1911, HAACK 1926, RICHTER 1952, HERRMANN 1962, THIERMANN 1970a, 1975a) und der weiteren Umgebung (WOLBURG 1957, 1961, 1969; TRUSHEIM 1961, 1963) lassen sich wegen der gleichartigen paläogeographischen Verhältnisse allgemeine Angaben über den lithologischen Aufbau des Buntsandsteins und seine Gliederung herleiten.

3.3.1.1. Unterer Buntsandstein

Nach TRUSHEIM (1961) und WOLBURG (1969) scheint der im Blattgebiet wohl nicht zutage tretende Untere Buntsandstein wegen seiner paläogeographischen Lage an der Rheinischen Schwelle in seinem höheren Teil unvollständig zu sein. Schichtpakete fehlen bereits primär. Verstärkt wird diese Reduktion durch Abtragungen und das transgressive, diskordante Übergreifen des Mittleren Buntsandsteins.

Der auf etwa 180-200 m Mächtigkeit geschätzte Untere Buntsandstein besteht aus violettroten Tonsteinen, denen nach oben hin zunehmend hellrote, feinkörnige, schichtige, schwach kalkhaltige Sandsteine, stellenweise mit Rippelmarken und Tongallen eingeschoben sind. Untergeordnet treten auch oolithische Kalksteine, Mergel- und Kalksandsteine auf, stellenweise finden sich anhydritische und dolomitische Mergelsteinlagen eingeschaltet.

3.3.1.2. Mittlerer Buntsandstein

Der Mittlere Buntsandstein ist nach HERRMANN (1962: Abb. 1) und TRUSHEIM (1963: Abb. 2) fast im gesamten Blattgebiet durch eine Schichtlücke ausgezeichnet. Mit einer Diskordanz unter Ausfall der Hardeggen-Folge liegt die Solling-Folge direkt auf der Detfurth-Folge (vgl. auch ROSENFELD (1978: Abb. 3).

Die vollständige Reihe mit den auf das niedersächsische Bergland zurückgehenden Bezeichnungen der Volpriehausen-, Dettfurth-, Hardeggen- und der Solling-Folge scheint nach den Übersichtskarten dieser Autoren nur im äußersten Nordwesten, im Bereich der Bauerschaften Twenhusen und Kreienfeld ausgebildet zu sein.

Der um 200 m mächtige Mittlere Buntsandstein besteht vorwiegend aus rotbraunen bis violetten, teilweise auch mehr graugrünen, stellenweise mergeligen, feinsandig-schluffigen Tonsteinen, feinsandig-tonigen Schluff- und Mergelsteinen. Die Gesteine sind meist verhältnismäßig mürbe, zeigen eine undeutliche oder flaserige Schichtung und verwittern bröckelig. Auffällig sind die millimeter- bis zentimetergroßen, rundlichen, grünlichen Bleichungsflecke und das nesterweise Vorkommen von Eisenglanz.

Vermutlich gehören die auf der geologischen Karte dargestellten, nicht näher eingestuft-ten Buntsandstein-Ausbisse aufgrund ihrer Gesteinsausbildung zu dem Mittleren Buntsandstein.

3.3.1.3. Oberer Buntsandstein (Röt) (so)

Das Röt wird durch eine wohl um 50 m mächtige (WOLBURG 1969: Abb. 6) Folge rotbrauner bis violetter und etwas schluffiger Ton- und Mergelsteine und stellenweise auch Schluffsteine vertreten. Sie sind meist massig ausgebildet und nur wenig geschichtet. Im höheren Teil finden sich häufiger violettrote und grau bis gelbbraune Mergelsteine (vgl. THIERMANN 1970 a).

Zutage tritt diese Randfazies des Röts im Blattgebiet südlich Dickenberg, westlich des Hofes Kamp. Die Einstufung dieses Vorkommens in das Röt ergab sich dort aus der Gesteinsausbildung, hauptsächlich aber aus der unmittelbaren Überlagerung durch den Unteren Muschelkalk.

Ähnlich wie es BOIGK (in BOIGK et al. 1960) und THIERMANN (1968) aus dem südlichen Emsland beschreiben treten auch im äußersten Nordwesten des Blattgebietes westlich der Bauerschaft Kreienfeld im tieferen Untergrund nach BÄSSLER (1970: Abb. 8) und WOLBURG (1969: Abb. 6) Röt-Steinsalze auf. Ihre Mächtigkeit mag nach WOLBURG (1969) hier nur wenige Meter betragen. Nach den Literaturangaben aus den Nachbargebieten sind die Steinsalze meist durch rote Tonfasern und Anhydrite verunreinigt.

Nach Südosten, in Richtung Recke, keilt das Steinsalz ziemlich rasch aus und geht in die pelitische Folge der bereits beschriebenen Randfazies über.

3.3.2. Muschelkalk (m)

Die schon aus der Zeit des Zechsteins und des Buntsandsteins her angelegte Nieder-rhein-Ems-Senke behielt auch im Muschelkalk nach WOLBURG (1969) ihre Bedeutung bei, nur war sie zunehmend schmaler geworden. Im Gegensatz zu den beiden anderen Abteilungen der Trias herrschten mehr marine Verhältnisse vor. Die Mächtigkeit des Muschelkalks wird nach WOLBURG (1969, 1973) auf 125 - 150 m geschätzt.

Im Untergrund des Schneckenbruches im äußersten Nordosten des Blattgebietes bildet der Muschelkalk, von mächtigem Quartär überdeckt, die Flanke des hier durchstreichenden Neuenkirchener Sattels (BÄSSLER 1970, BREYER 1971). Zutage tritt an einer Stelle nur der Untere Muschelkalk, und zwar in einer Randstaffel der Karbon-Scholle am Südhang des Dickenberges westlich des Hofes Kamp. Wenn damit auch nur ein Teil des Muschelkalks angetroffen worden ist, so lassen sich Gliederung und Ausbildung der Muschelkalk-Gesteine aus den allgemeinen paläogeographischen Verhältnissen (WOLBURG (1969) und

den Beschreibungen der Nachbargebiete (THIERMANN 1970 a, 1975 a; HAACK 1926, 1935 a, b); HAARMANN 1911) ergänzen und herleiten.

3.3.2.1. Unterer Muschelkalk (mu)

Die feinere lithologische Untergliederung des etwa 90 m mächtigen Unteren Muschelkalks, wie sie im hannoverschen und lippischen Bergland üblich ist, ist hier nicht möglich. Sie war schon auf dem südlichen (THIERMANN 1970 a) und südöstlichen Anschlußblatt (HAACK 1935 b) wie auch im übrigen Osnabrücker Raum (HAACK 1926) nicht durchzuführen. Der Untere Muschelkalk ist vielmehr bis hin zur holländischen Grenze im Westen einheitlich ausgebildet.

Nur an einer Stelle, die bereits bei HEINE (1861) als „alte Plake“ am Südhang des Dickenberges beschrieben wird, tritt der Untere Muschelkalk zutage. Das dort anstehende Gestein besteht aus einer Folge von fein- und ebenschichtigen, teilweise auch massigen, derben, blaugrauen etwas mergeligen, stellenweise auch dolomitischen Kalksteinen von 2-40 cm Dicke, die durch millimeterdünne graue, örtlich auch rotbraune, feinschichtige Mergelsteinlagen voneinander getrennt werden. Auffällig ist die mehr ebenplattige Beschaffenheit im Gegensatz zu der sonst aus den östlichen Gebieten bekannten welligen Begrenzung der Bänke.

Eigelbe, dolomitische, ebenflächige Kalksteine kommen unregelmäßig eingeschoben vor. Auf dem Gebiet des Blattes 3713 Hasbergen sollen sie nach HAACK (1935 b) das Niveau der Oolithbänke und zusammen mit einer konglomeratischen, spätigen Lage die Terebratelbänke vertreten. Dünne Anhydritbänke und -flaser sind nach WOLBURG (1969) wahrscheinlich vorhanden.

3.3.2.2. Mittlerer Muschelkalk

Der etwa 30 - 50 m mächtige Mittlere Muschelkalk besteht aus mürben, weichen, grauen, stellenweise auch gelblichen und violetten Ton-, Tonmergel- und Dolomitmergelsteinen, denen öfter auch zellige graue und gelbliche Kalk- und Dolomitsteine sowie stellenweise auch Anhydrite als Bänke eingelagert sein können. Sie sind Teile der randlichen Fazies der im Norden schon weit außerhalb des Blattgebietes vorkommenden Steinsalze.

3.3.2.3. Oberer Muschelkalk

Die um 35 m mächtige Gesteinsfolge des Oberen Muschelkalks beginnt mit einer nur stellenweise vorhandenen mergelig-dolomitischen Übergangsschicht, sonst aber mit massig-derben, splittrig-muschelig brechenden, spätigen oder dichten bis feinkristallinen Kalksteinen mit Trochiten (Stielglieder fossiler Seelilien), den sogenannten Trochitenkalken. Darüber folgen die Ceratiten-Schichten, eine Wechselfolge von grauen Kalk- und Tonsteinen. Die Kalksteine sind nach THIERMANN (1970 a) und SCHUSTER (1971 c) hell- bis mittelgrau, zuweilen auch gelblich, ihre Schichtflächen sind flach-wellig und örtlich durch eine feinsandige oder tonige Flaserung gekennzeichnet. Sie brechen splittrig. Daneben treten auch Dolomitsteine und dolomitische Kalksteine in der gleichen Ausbildung auf. Die zwischengeschalteten Tonsteine sind ebenfalls von grauer Farbe, ihr Bruch ist scherbüchsig.

Infolge altkimmerischer Gebirgsbewegungen, die nach WOLBURG (1969) örtlich zur Schwellenbildung führte, können Teile der Ceratiten-Schichten ausfallen. SCHUSTER (1971 c: 348) führt dafür das Beispiel einer Schichtlücke bei Hörstel auf dem benachbarten Blattgebiet 3611 Hopsten an.

3.3.3. Keuper (k)

Nach den Untersuchungen von WURSTER (1964b) und WILL (1969) machen sich im Keuper wieder mehr festländische Einflüsse im Germanischen Becken bemerkbar. Insbesondere schoben sich von den Rändern großflächige Deltaschüttungen in das Becken hinein. Diese klastischen Schüttungen haben im einzelnen zwar eine wechselnde horizontale und vertikale Verbreitung (KRUCK & WOLFF 1975), durchweg sind sie jedoch zu stratigraphisch-lithologischer Gliederung zu gebrauchen, da sie meistens doch annähernd an ein Niveau gebunden sind.

Die gesamte Mächtigkeit des Keupers schwankt zwischen 100 m im Südwesten und 250 m im Norden (WOLBURG 1969: Abb. 13). Diese Unterschiede sind durch die tektonische Umgestaltung des Sedimentationsbeckens bedingt, die insbesondere von LÖGTERS (1951) der kurzzeitigen sogenannten altkimmerischen Orogenese zugeschrieben wurde. In den westlichen Nachbarräumen (THIERMANN 1968, 1973) führte sie sogar zu einer Abtragung des Unteren und Mittleren Keupers vor der Rhät-Transgression. Wie WOLBURG (1969) nachweisen konnte, hat es sich beim Fortgang der geologischen Forschung gezeigt, daß es sich hierbei weniger um einen einmaligen Vorgang handelt, als vielmehr um mehrere epirogenetische Bewegungen von verschiedener Intensität je nach Lage zu den einzelnen Schwellen und Senken.

Naturgemäß ist die Verbreitung der unter mächtigem Quartär begrabenen Keuper-Gesteine im Blattgebiet wie die der übrigen Glieder der Trias an die Westflanke des Neuenkirchener Sattels im Nordosten des Blattgebietes gebunden. Dort werden sie mit BÄSSLER (1970) und BREYER (1971) unter dem Quartär der Gemarkungen Im braunen Stränge, Öhrenwiesen, Sönnkenwiesen und dem Weißen Moor vermutet.

Nach den von SCHUSTER (1971 c) und THIERMANN (1975 a) aus dem westlichen und von THIERMANN (1970 a) aus dem südlichen Anschlußgebiet mitgeteilten Verhältnissen läßt sich offenbar die Entwicklung des Osnabrücker Keupers, die HAARMANN (1911), HAACK (1926) DUCHROW (1968) und SANDER (1977) eingehender beschrieben haben, auch auf das Blattgebiet übertragen.

Die Gesteine des Keupers bestehen in ihrem unteren Teil aus einer Folge vorherrschend roter und untergeordnet grauer, stellenweise auch grüner und brauner, örtlich dolomitischer Ton- und Tonmergelsteine mit grauen und roten Sandsteinen. Ähnlich ist auch der Mittlere Keuper ausgebildet, nur daß die roten und grauen, manchmal auch grünlichen Ton- und Tonmergelsteine zu mächtigen Bänken zusammengeschlossen sind.

Als Folge der im Oberen Keuper, dem Rhät verstärkt einsetzenden epirogenetischen Bewegungen (WOLBURG 1969: Abb. 25) fehlen im westlichen Blattbereich die Ablagerungen des Unterrhäs gänzlich, nur das Mittel- und Oberrhät sind ähnlich wie in den westlichen Anschlußgebieten (THIERMANN 1973, 1975 a) vorhanden. Im östlichen Teil des Blattgebietes schieben sich dann offenbar nach WOLBURG (1969) auch Teile des höheren Unterrhäs ein. Die moderne biostratigraphische Gliederung des Rhäs geht auf WILL (1969) zurück.

Die Gesteine des Rhäs sind sehr wechselhaft ausgebildet. In ihrem unteren Teil bestehen sie aus vorwiegend grauen Ton-, Tonmergel- und Schluffsteinen, denen dann kieselige Sandsteine auflagern, den übrigen höheren Teil nehmen dunkelgraue bis braun und schwarze Tonsteine ein, denen flaserige, glimmerige, braune Sandsteine eingeschaltet sind.

3.4. Jura

Mit dem Beginn des Juras (QUENSTEDT 1858) lag das Blattgebiet wieder in küstenfernen Räumen, in denen im Gegensatz zur Trias rein marine, fossilreiche Schichten (KAEVER & OEKENTORP & SIEGFRIED 1976, TRENNER 1877) abgelagert wurden. Schon zu Beginn des Doggers (K. HOFFMANN 1949), insbesondere aber im höheren Malm kam es durch die mittelmalmischen Phasen zu einer tektonischen Umgestaltung des Sedimentationsraumes und Ausbildung des eigentlichen Niedersächsischen Beckens. Gleichzeitig damit begann eine rückläufige Entwicklung, die in den brackisch-limnischen Schichten der Bückeberg-Folge (Wealden, vgl. Kap. 3.5.1.3.) ihren Höhepunkt fand. Nach den Karten von MEYER (1969) aus den westlich anschließenden Räumen ist die im Blattgebiet noch erhaltene Mächtigkeit des Juras auf über 1000 m zu schätzen. Nach den Angaben von BRAND & K. HOFFMANN (1963) sind die ursprünglichen Mächtigkeiten noch einige 100 m höher einzusetzen. Einen Überblick über die Gliederung des Juras im Blattgebiet gibt Tabelle 5.

3.4.1. Lias (jl)

Die Mächtigkeit der Ablagerungen des Lias wird im Blattgebiet nach den Angaben von K. HOFFMANN (in SCHUSTER 1971 c: 347) aufgrund von Analogieschlüssen zu den Nachbarräumen, wo sie durchbohrt wurden, auf 460 - 500 m geschätzt. Dieser Wert ergibt sich

Tabelle 5
Stratigraphische Gliederung des Juras

Abteilung	Stufe	Blatt Mettingen	
	4	Mittlerer	
			Münder-Mergel
	3	Unterer	
Ober-	Tithon		(jwo)
	2	Eimbeckhäuser Plattenkalk	
	1	<i>gigas</i> -Schichten	
Malm	Mittel-	Kimmeridge	Kimmeridge-Ton (jwm)
			Gehnquarzit
		Wiehengebirgssandstein (= Wiehengebirgsquarzit)	
	Unter-	Oxford	Wiehenquarzit (jwu)
		Liegendquarzit = blauer Stein würmeriges Gestein	
Dogger		Dogger (örtlich Schichtlücke im unteren Teil)	(jb)
Lias		Lias	(jl)

auch aus dem Ausstrich im Blattgebiet. BRAND & K. HOFFMANN (1963) und MEYER (1969) hingegen liegen mit ihren Vermutungen von 350 - 400 m als größtem Wert etwas niedriger.

Die Ablagerungen des Lias im Blattgebiet gehören nach BRAND & K. HOFFMANN (1963) zur tonigen Westfazies im Gegensatz zu der mehr sandigen Ostfazies. Die Gesteine treten im Blattgebiet in weiter Verbreitung unter mächtiger quartärer Bedeckung in den Randstaffeln der Karbon-Scholle zwischen Steinbeck und Mettingen und im Nordostteil zwischen Rotherthausen und der Gemarkung Blankenriede auf. Direkt zutage treten die Schichten des Lias mit ihrem oberen Teil in der Bauerschaft Westerbeck in einem ausgedehnten Waldgebiet. Die Grenze zu den darüber lagernden Schichten des Doggers macht sich im Gelände morphologisch als eine deutlich erkennbare Senke bemerkbar.

Da im Blattgebiet keine Aufschlüsse in diesen Schichten vorhanden sind und auch nur wenige Bohrungen sie erreicht haben, sind Fossilien (SCHUMANN 1974, WEITSCHAT 1973) kaum bekannt geworden. Die genaue, auf Ammoniten gegründete Gliederung des Lias (DEAN et al. 1961) in den Räumen der Anschlußblätter (THIERMANN 1970 a, 1975 a) ließ sich daher nicht durchführen.

Das Gestein besteht aus dunkelgrauen, braun verwitternden, stellenweise feinglimmerigen und schluffigen Ton- und Mergelsteinen mit Geoden. Gelegentlich treten geringe Feinsandgehalte auf. Untergeordnet sind graubraune Kalksandsteine eingeschaltet.

3.4.2. Dogger (jb)

Zum Ausgang des Lias und Beginn des Doggers machten sich örtlich tektonische Bewegungen bemerkbar, die den mittelkimmerischen Phasen zugeordnet werden. Nachgewiesen sind sie durch K. HOFFMANN (in SCHUSTER 1971 c: 347) aus den westlich und südöstlich anschließenden Räumen. Im Blattgebiet werden sie bisher nur örtlich vermutet. Sie bedingen eine Schichtlücke (WESTERMANN 1957), nämlich die Abtragung der Schichten des Doggers α , des Aaleniums, so daß erst der Dogger β , das Bajocium transgrediert.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen des Doggers wird von K. HOFFMANN (in SCHUSTER 1971 c) auf 230 - 300 m und von RUMOHR (1965, 1973) auf 350 m geschätzt. Nach dem Ausbiß in der Bauerschaft Westerbeck zu urteilen, liegt die Mächtigkeit des Doggers im Blattgebiet bei ungefähr 280 m.

Die Gesteine des Doggers stehen ähnlich wie jene des Lias in weiter Verbreitung in ihrer gesamten Mächtigkeit in der Bauerschaft Westerbeck nordöstlich von Mettingen zutage an. Stellenweise werden sie von einer nur geringmächtigen Grundmoränen-Decke überkleidet. Unter mächtigem Quartär verborgen streichen sie in den Randstaffeln der Karbon-Scholle und an der Nordostflanke der Recker Mulde zwischen Rotherthausen und der Bauerschaft Westerbeck aus. Nordöstlich von Rotherthausen werden die Dogger-Gesteine außerdem noch vom Tertiär überlagert.

Die Gesteine des Doggers sind denen des Lias weitgehend ähnlich. Es herrschen dunkelgraue, braun verwitternde, feinglimmerige Ton- und untergeordnet auch Tonmergelsteine vor. Vereinzelt treten auch Lagen von Toneisensteingeoden auf, stellenweise sind Schluffe und graue, festere kalkige Sandsteine als Fläsern und Linsen eingeschaltet. Eine genauere biostratigraphische Gliederung nach Ammonitenzonen (BRAND & K. HOFFMANN 1963) ist hier im Blattgebiet wegen der fehlenden Aufschlüsse und Bohrungen nicht wie in der Nachbarschaft (THIERMANN 1970 a, 1975 a) durchzuführen.

Die obersten Schichten des Doggers, des Calloviums, sind durch das massenhafte Auftreten der Austernart *Gryphaea dilatata* SOWERBY gekennzeichnet. LANGE (1973) konnte mit Ammonitenfunden nachweisen, daß dieser, bisher von IMEYER (1926) an die Malm-Basis gestellte Horizont, noch zum Dogger gehört.

3.4.3. Malm (jw)

Während des Malms kam es zu einer tektonischen Umgestaltung des Ablagerungsraumes. Dabei wandelten sich die Verhältnisse vom rein marinen Milieu bis hin zum brackisch-limnischen der Bückeberg-Folge. Im Gegensatz zu den von BISCHOFF & WOLBURG (1963) aus dem Emsland beschriebenen Verhältnissen ist im Blattbereich der Malm wahrscheinlich fast vollständig erhalten. Nur an der Grenze Malm/Dogger schienen die Ablagerungen durch die spätjurassischen Bewegungen (LANGE 1973) regional reduziert zu sein. Allerdings könnte es sich hierbei auch lediglich um Faziesänderungen aufgrund wechselnder Sedimentationsverhältnisse (RUMOHR 1973) handeln.

Die schon von BISCHOFF & WOLBURG (1963) im Westen nachgewiesene Beckenbildung reicht wahrscheinlich auch bis in das Blattgebiet und bedingt die Mächtigkeit von ungefähr 400 m.

Von allen Ablagerungen des Juras haben die Schichten des Malms die größte Verbreitung im Kartenbild. Sie treten, weithin von mächtigem Quartär und im Norden auch Tertiär verdeckt, an den Flanken der Recker Mulde auf. Zutage kommen sie nur mit ihrem unteren Teil, dem Oxford und Kimmeridge in den Bauerschaften Westerbeck, Nierenburg und Nordhausen nordöstlich von Mettingen.

Wegen der insgesamt ungünstigen Aufschlußverhältnisse läßt sich der Malm (KLINGLER 1955, KLINGLER & MALZ & MARTINI 1962, KLÜPFEL 1931) im Blattgebiet nur in drei Teile gliedern.

3.4.3.1. Oxford (jwu)

Die etwa 20-60 m mächtigen Ablagerungen des Oxfords wurden ähnlich wie auf den Nachbarblättern (HAACK 1935 b, THIERMANN 1970 a, 1975 a) als eine Einheit kartiert. In Niedersachsen, bei Hannover, hingegen läßt sich der Oxford (GLASHOFF 1964, LUTZE 1960) in zwei Teile (VINKEN 1974), die Heersumer Schichten (SIEGFRIED 1953) und den Korallenoolith (LORENZ 1975) gliedern und auch kartenmäßig darstellen. Aufgrund eines lithologischen Vergleichs kam KLASSEN (1968 a) zu dem Schluß, daß im Bereich des Teutoburger Waldes und seines nördlichen Vorlandes, also auch im Blattgebiet, die Äquivalente des Korallenooliths fehlen und nur jene der Heersumer Schichten vorkommen. Hingegen konnte RUMOHR (1973) durch eine sedimentologische Analyse ein deltaisch-fluviatiles Ablagerungsgefüge im tiefen Malm nachweisen. Damit aber ist die eingehende Gliederung des Oxfords von IMEYER (1926, 1929, 1936, 1953, 1960) und KLASSEN (1968 a, b) nur eine fazielle und keine stratigraphische. Die Grenzen der Schichtenkörper trennen nur räumlich und genetisch zusammengehörige Faziesbereiche eines aus Nordwesten vorrückenden Deltaschüttungskörpers.

Die untersten Schichten des Oxfords scheinen nach LANGE (1973) auch im Blattgebiet durch einen Kondensationshorizont ausgezeichnet, in dem Fossilien sowohl des höchsten Doggers als auch des tiefsten Malms gemeinsam vorkommen.

Die Gesteine des Oxfords treten in einer langgestreckten Schichtenrippe, in der älteren Literatur „Westerbecker Berg“ genannt, und östlich von Mettingen in isolierten Anhöhen

zutage. Eine erste Beschreibung und richtige stratigraphische Einstufung gaben schon ROEMER (1850, 1857) und TREKNER (1872), denen späterhin IMEYER (1926) folgte.

Die sandigen Gesteine des Oxfords wurden früher stets als Kalksandsteine oder sandige Kalksteine beschrieben. Erste Zweifel an dieser Terminologie meldete schon UDLUFT (1929) an. Doch erst GRAMANN (1962) wies nach, daß es sich hierbei in Wirklichkeit um Schwammgesteine (sogenannte Spiculite oder Spongiolithe) handelt, die sich aus Stützelementen von Schwämmen aufbauen. Typisch sind auch Siderit-Sphäroide (KLASSEN 1975).

Der tiefere Teil der Oxford-Gesteine besteht aus dunkelblauen bis grauen, nach oben hin mehr hellgrauen, teilweise geflammten Schwammgesteinen, deren dunkle Färbung auf eingelagerte organische Substanzen zurückgeführt wird. Im frischen Zustand sind die helleren Partien des Gesteins außerordentlich fest und splittig, während die dunkleren weniger hart sind. Durch die Verwitterung erhält das Gestein ein porig-zelliges Aussehen, (würmeriges Gestein bei IMEYER 1926) da die Schwammröhren schnell zerfallen. Schließlich entsteht dann ein rotbrauner Mulm.

Aus diesen tieferen Schichten des Oxfords hat IMEYER (1926) von dem heute glänzlich eingeebneten Steinbruch unmittelbar westlich des Hofes Eidenmann (R 19 300, H 01 650), damals als „Steinbruch Köster im Westerbecker Berg“ bezeichnet, die folgende Fauna mitgeteilt:

Cardioceras excavatum (SOWERBY)

Nucula variabilis SOWERBY

Trigonia clavellata GOLDFUSS

Modiola bipartita SOWERBY

Offenbar von den heute noch zugänglichen Aufschlüssen zwischen den Höfen Eidenmann und Plümer und den alten Steinbrüchen bei Mettingen und nördlich des Hofes Sabbes stammen die folgenden von TREKNER (1872) mitgeteilten Fossilien:

Cardioceras cordatum (SOWERBY)

Pecten subfibrosus D'ORBIGNY

Nucula pollux D'ORBIGNY

Rhynchonelloidella varians (SCHLOTHEIM)

Der für das tiefe Oxford leitende Ammonit *Cardioceras cordatum* (SOWERBY) wurde bei der Neuaufnahme in dem kleinen verstürzten Steinbruch beim Hof Borgmann (R 19 700, H 00 820) aufgefunden.

Die höheren Teile des Oxfords sind sandiger und mehr quarzitisch ausgebildet (SCHULZE 1975, SCHÖNFELDER 1971). Sie wurden von GRUPE & DIENEMANN & HAACK (1929) und SCHOTT (1930, 1942) als Wiehengebirgsquarzit bezeichnet. Da aber die quarzitische Fazies im allgemeinen nicht vorherrscht, hat später DIENEMANN (1939) den Namen Wiehengebirgssandstein eingeführt.

IMEYER (1926) bezeichnete den untersten Teil davon gesondert zuerst als „blauen Stein“ und späterhin (IMEYER 1960) auch als „Liegendquarzit“, während PFEIFFER (1962) im Geln vom „blauen Stein, Gesamtserie“ schrieb. In den alten verstürzten Steinbrüchen bei den Höfen Stemann (R 20 000, H 00 230 und R 20 220, H 00 000) und beim Hof Sabbes (R 19 460, H 99 350) ist er in einer Mächtigkeit zwischen 0,4 und 0,8 m als dunkelblauer Sandstein aufgeschlossen.

Zum Wiehengebirgssandstein stellte IMEYER (1926, 1929) allein die oberen, bis 3 m mächtigen, weißlichen, braun verwitternden, quarzitischen Sandsteine, die im höheren Teil durch dünne Lagen schwärzlicher Tonsteine gegliedert werden.

Späterhin unterteilte IMEYER (1936, 1953, 1960) diese, auch in den oben angeführten Steinbrüchen aufgeschlossene Folge in den Wiehenquarzit mit dem darüber lagernden Gehnquarzit. Die in den einzelnen Aufschlüssen doch unterschiedliche Ausbildung und Mächtigkeit läßt aber die Einschränkung von RUMOHR (1973) offenbar werden, daß es sich, wie oben angeführt, nur um fazielle und keine stratigraphischen Einheiten handelt.

Fossilien sind im Blattgebiet in dieser Fazies bisher, abgesehen von den charakteristischen Schwammresten, nicht aufgefunden worden. Auch in den Nachbarräumen sind der sandigen Fazies entsprechende Funde sehr selten. SCHOTT & STAESCHE (1967) aber konnten das Oxford-Alter durch Funde artlich bestimmter Ammoniten der Gattung *Peltoceras* im Gehn bei Bramsche nachweisen.

3.4.3.2. Kimmeridge (jwm)

Die etwa 20–30 m mächtigen Ablagerungen des Kimmeridges sind im Blattgebiet bisher nicht aufgeschlossen. So bleibt es auch unklar, ob hier der untere Kimmeridge als Folge von Gebirgsbewegungen fehlt. Dies wurde im Westen durch WOLBURG (in THIERMANN 1975 a) nachgewiesen und durch KLASSEN (1968 a, 1970) in den östlich und südlich anschließenden Räumen vermutet, von RUMOHR (1965) und NAUKE (1975) dagegen widerlegt. Aufgrund der Überlegungen von RUMOHR (1973) ist es durch lithologische Vergleiche allein allerdings nicht nachzuweisen.

Zutage streichen die Gesteine des Kimmeridges in der Bauerschaft Westerbeck südöstlich des Hofes Plümer am Hangfuß der von den Oxford-Gesteinen gebildeten Geländerippen unter dünner Quartärbedeckung aus. Die Obergrenze zu den überlagernden *gigas*-Schichten ist allerdings schon mit quartären Fließerden verdeckt.

Das Gestein besteht aus vorwiegend braunroten, stellenweise grünlichgrauen und bräunlich gefleckten, meist geschichteten, dichten, harten, öfter aber auch mürben und stellenweise bröckeligen, sandigen, glimmerigen und dolomitischen Tonsteinen. Zwischengelagert sind vereinzelt mittelgraue bis gelbgrüne und bräunliche, rötlichbraune gefleckte Feinsandsteine.

3.4.3.3. Tithon (jwo)

Mit dem Beginn des Obermalms, dem Tithon (BARTHEL 1973, KLINGLER 1956), dehnte sich das Meer im Zuge der Deister-Phase weiter nach Süden auf die Rheinische Masse und nach Westen aus (RAECKE 1933). Damit gewann das Niedersächsische Becken (BOIGK 1968; JARITZ 1968, 1969; SCHOTT et al. 1967 a, b, SCHOTT 1968) erstmals seine Umrisse. Im Blattgebiet machte sich daher wahrscheinlich ebenfalls eine gewisse tektonische Unruhe bemerkbar, die örtlich zu unterschiedlichen Mächtigkeiten der Ablagerungen führte. Insgesamt ist aber wohl infolge der kontinuierlichen Meeresbedeckung mit einem nach JORDAN (1971) zunehmenden Salzgehalt eine vollständige, auf 350 m in der Mächtigkeit geschätzte Schichtfolge entwickelt.

Naturgemäß ist die Verbreitung der unter mächtigem Quartär oder auch Tertiär begraben Gesteine des Tithons im Blattgebiet, wie die der übrigen Glieder des Malms, an die Flanken der Recker Mulde gebunden.

Die von BISCHOFF & WOLBURG (1963), RUMOHR (1965, 1973), SCHOTT (1930, 1942), SCHUSTER (1971 c) und THIERMANN (1970 a, 1975 a) aus den Nachbarräumen mitgeteilten Verhältnisse lassen sich auch auf das Blattgebiet übertragen.

Die Gesteine des Obermalms bestehen in ihrem unteren Teil aus einer Wechselfolge von grauen, etwas feinsandigen, dolomitischen Tonsteinen und unterschiedlich geschichteten, porösen Schalentrümmerkalksteinen. Diese im Westen auf dem Blattgebiet 3611 Hopsten etwa 20–30 m mächtige Folge entspricht stratigraphisch den *gigas*-Schichten und dem Eimbeckhäuser Plattenkalk. Darüber folgen graue, stellenweise grünliche und dolomitische Ton- und Mergelsteine mit Fasergips und Anhydrit von etwa 200–300 m Mächtigkeit. Sie entsprechen nach BISCHOFF & WOLBURG (1963) dem Unteren, Mittleren und dem tieferen Teil des Oberen Münder-Mergels (Oberalm 3–4).

3.5. Unterkreide

Die Jura/Kreide-Grenze war seit jeher umstritten (BARTHEL 1966; REMANE & ZEISS 1973; DÖRING 1964, 1966; WIEDMANN 1967, 1968; WOLBURG 1950; KEMPER 1973, 1976; CASEY et al. 1975), da naturgemäß Schwierigkeiten bestehen, die auf den marinen Bereich des Mediterrangebietes zurückgehende Gliederung auf das brackisch-limnische Milieu Norddeutschlands zu übertragen. In den Erläuterungen zu den Nachbarblättern (THIERMANN 1970 a, b, 1973, 1975 a; THIERMANN & ARNOLD 1964) wurde in der Grenzziehung MARTIN & WEILER (1963) gefolgt, die aufgrund von Ostracoden-Gesellschaften die Grenze zwischen Jura und Kreide in den „Wealden“ zwischen die Stufen 3a und 3b legten.

Unlängst hat nun KEMPER (1973) mit Süß- und Brackwasser-Ostracoden der Gattung *Cypridea* BOSQUET, die sowohl in den entsprechenden Einlagerungen des sonst marinen Bereichs Südostfrankreichs als auch in Norddeutschland vorkommen, eine Parallelisierung überzeugend herleiten können. Danach liegt die Grenze zwischen Jura und Kreide erheblich tiefer, nämlich zwischen dem ursprünglichen Oberalm 4 und 5, im Münder-Mergel.

Unter dem Valangin tritt damit in Norddeutschland noch das Berrias auf (vgl. Tab. 6), das nach BUSNARDO & LE HÉGARAT (1965) den untersten Teil der Kreide bildet. Nur dieser Teil

Tabelle 6
Stratigraphische Gliederung der Unterkreide

Stufe		Blatt Mettingen																					
Alb																							
Apt																							
Barrême		Schichten bereits abgetragen																					
Hauterive																							
Valangin																							
Berrias	3	Bückeberg-Folge (= „deutscher Wealden“)																					
	2	Serpulit (kbe)																					
	1	Katzberg-Folge (= Oberer Münder-Mergel)																					

der Kreide (ARNOLD & THIERMANN 1967; BARTENSTEIN 1969) ist im Blattgebiet mit einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 600 – 750 m noch erhalten geblieben. Die jüngeren Stufen sind bereits abgetragen.

3.5.1. Berrias (kbe)

3.5.1.1. Katzberg-Folge (= Oberer Münster-Mergel, Berrias 1)

Die von KEMPER (1973: 53) eingeführte Katzberg-Folge entspricht den früher als Obermalm 5 oder Oberer Münster-Mergel (BISCHOFF & WOLBURG 1963) bezeichneten Schichten. Die auf etwa 150 m Mächtigkeit geschätzte Folge besteht aus grauen dolomitischen Ton- und Mergelsteinen, denen mehrere zusammen um 100 m Steinsalzpartien von schmutziggroter Farbe eingeschaltet sind (BÄSSLER 1970: Abb. 18, SCHUSTER 1971 c). Diese Bildungen entstanden durch eine starke Abschnürung des Niedersächsischen Beckens vom Weltmeer. Die Steinsalze gehören zu einem von BISCHOFF & WOLBURG (1963) vermuteten Spezialbecken, das als Ausläufer der im südlichen Niedersachsen liegenden mächtigen Chloridfazies angesehen wird.

Durch unterirdische Ablaugung neigen diese Gesteine zu Erdfallbildung (THIERMANN 1975 b) wie im Bereich des Bades Steinbeck.

3.5.1.2. Serpulit (Berrias 2)

Mit der Zeit der Ablagerung des Serpulits erreichte das Berrias-Meer seine größte räumliche Verbreitung. Im Zuge der Osterwald-Phase transgredierte das Meer weithin auf seine Ränder. Zugleich wurde damit die in der Zeit des Berrias 1 bestehende Abschnürung des Meeresteiles aufgehoben. Infolge tektonischer Unruhe während der Ablagerung wechselt die Mächtigkeit des auf 100 m geschätzten Serpulits (THIERMANN 1975 b) stark. Das Gestein besteht in Analogie zu den Nachbargebieten vermutlich aus grauen Tonmergelsteinen mit Gips und Anhydrit (JORDAN 1974) und Trümmerkalksteinen von Serpelfriffen.

3.5.1.3. Bückeberg-Folge (= „deutscher Wealden“, Berrias 3)

Als Bückeberg-Folge wird nach KEMPER (1973: 55) alles das zusammengefaßt, was bisher in Norddeutschland als „Wealden“ (DUNKER 1846; CREDNER 1863; ANDERSON & HUGHES 1964; BESSIN 1928; DÖRING 1964, 1966) bezeichnet wurde. Wie KEMPER (1973: 53) zeigen konnte ist der englische Wealden mit dem deutschen stratigraphisch nicht identisch, sondern weist nur faziell einige Ähnlichkeiten auf. Für den norddeutschen Raum wurde daher von KEMPER (1973: 55) ein neuer stratigraphischer Begriff eingeführt.

Der Ablagerungsraum der Bückeberg-Folge ist durch das Niedersächsische Becken (SEITZ 1949; SCHOTT 1949, 1951; JARITZ 1969; JARITZ et al. 1969) vorgezeichnet. Im Norden wurde es von der Pompeckj'schen Schwelle, im Westen von der Ostholländischen Trias-Platte und im Süden von der Rheinischen Masse begrenzt. Gegenüber den tieferen Stufen des Berrias und des Obermalms greifen aber einige Stufen der Bückeberg-Folge besonders im Norden und Süden über diesen Verbreitungsraum hinweg. Das Blattgebiet liegt am Südrand des Beckens. Die Mächtigkeit der Bückeberg-Folge erreicht maximal etwa 500 m (MEYER 1969, SCHOTT et al. 1967 a: Taf. 162).

Die lithologisch recht einheitlich aufgebaute Bückeberg-Folge läßt sich nach WOLBURG (1949, 1959) nach der phylogenetischen Abfolge der Arten der Ostracodengattung *Cypri-*

dea BOSQUET gliedern. Der tiefe „Wealden“ mit den Stufen 1 - 3 a zeichnet sich durch ein mehr brackisch-limnisches Ablagerungsmilieu aus, der höhere hingegen wurde in einer brackisch-marinen Umgebung abgelagert. Er ist durch die von KEMPER (1961 a, b) so genannten „Mischfaunenbänke“ gekennzeichnet, in denen sowohl marine als auch brackische Formen vorkommen. Wie es SCHOTT (1968) unlängst gezeigt hat, bestehen zwischen den paläogeographischen Verhältnissen des nordwestdeutschen „Wealden“-Beckens und der heutigen Ostsee mancherlei Beziehungen, die zu einer weiteren Klärung beitragen.

Die Gesteine des Blattgebietes gehören nach SEITZ (1949) hier am Rande der Rheinischen Masse zur Ton- und Sandfazies. Nur einzelne Ausläufer der bei Ochtrup ausgebildeten karbonatischen Fazies (SEITZ 1949) greifen in das Blattgebiet über (SCHOTT et al. 1967 a, b; SCHOTT 1968).

Nach BÄSSLER (1970) und BREYER (1971) bilden sie die Kernformation der Recker Mulde. Sie stehen unter quartärer und zum größten Teil auch tertiärer Bedeckung weithin im mittleren und nordwestlichen Blattbereich an.

Zutage treten sie nirgends. Jedoch wurden die Ablagerungen des „Wealdens“ nach BREYER (1971) in der Bohrung Recke UB 1 (R 14 355, H 02 870, s. Kap. 9., Brg. 8) mit den Stufen 3 - 5 angetroffen. Der „Wealden“ 6 ist durch die Transgression des Mitteloligozäns dort wieder weitgehend abgetragen.

Nach der Ausbildung des „Wealdens“ in den benachbarten Räumen (THIERMANN 1970 a, 1975 a; SCHUSTER 1971 c; WAGER 1952, 1953; KELLER 1956) bestehen die Gesteine aus grauen und braunen, feinschichtigen, etwas bituminösen Ton- und Mergelsteinen, denen häufig und insgesamt nach Süden zunehmend aus Muschelschalen und Schill aufgebaute, sogenannte Cyrenenbänke und vereinzelte graublaue Kalksteinbänke eingelagert sind.

Neben den schon erwähnten Mikrofaunen sind für den „Wealden“ typisch die Arten der früher zur Muschelgattung *Cyrena* LAMARCK gestellten Formen. Sie sind nach der Revision durch HUCKRIEDE (1967) jedoch als Vertreter der Neomiodontiden anzusehen. Bezeichnend sind auch die besonders in den Kalksteinbänken auftretenden Schnecken der Art *Glauconia strombiformis* (SCHLOTHEIM).

Känozoikum

3.6. Tertiär

Nach den intensiven Gebirgsbildungen der Kreide-Zeit war das Blattgebiet weithin Abtragungsraum. Aber schon im höheren Alttertiär geriet es wieder unter Meeresbedeckung. Dabei macht sich die Rheinische Masse als unmittelbar benachbartes Festland durch die küstennahe Ausbildung der Tertiär-Sedimente bemerkbar. Durch die während des Tertiärs (BETTENSTAEDT 1949, ANDERSON 1961, ELLERMANN 1963, HINSCH & ORTLAM 1974, KAEVER 1976) einsetzenden Gebirgsbewegungen kam es häufig zu Strandverschiebungen, so daß nur wenig aus der Tertiär-Zeit im Blattgebiet überliefert ist. Außerdem treten tertiäre Sedimente nirgends zutage, sondern sind von mächtigem Quartär bedeckt.

Einige Bohrungen, insbesondere die Bohrung Recke UB 1 (BREYER 1971) haben unter mächtigem Quartär tertiäre Ablagerungen angetroffen, deren gesamte größte Mächtigkeit bei 140 m lag. Nach der Lage der Bohrungen ließ sich im nordwestlichen Blattbereich ein Gebiet vermutlich geschlossener Tertiär-Verbreitung ausgrenzen. Die Grenze ist der vermutete Erosionsrand. Seine auf der geologischen Karte angegebene Lage gibt aber

nur einen ungefähren Anhalt, da für eine genaue Konstruktion zu wenig Bohrungen vorliegen. Isolierte Erosionsreste wurden unter dem mächtigen Quartär im Bockrader Graben erbohrt.

3.6.1. Eozän

In einer Untersuchungsbohrung des Geologischen Landesamtes NW westlich Recke in der Bauerschaft Twenhusen wurde unter 35 m mächtigem Quartär ein fast reiner, vulkanischer, aus basischem Material hervorgegangener Tuffit angetroffen. Eine Röntgenbeugungsanalyse (Untersuchung G. STADLER, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab als Hauptminerale Montmorillonit und Nontronit mit etwas Quarz und Gehalten von Kaolinit um 5 %, von Illit um 5 % und Feldspat um 3 %.

Solche Tuffite wurden ausführlich von ILLIES (1949) aus dem Untereozän des nordwestdeutschen Raumes beschrieben. Danach stammen sie von vulkanischen Ausbrüchen im damals festländischen Skagerak und Kattegatt. Das Auswurfmaterial wurde durch Winde aus Nordosten bis in das untereoizäne Meer im Blattgebiet geweht. Damit reichen diese Tuffite noch weiter nach Süden als bisher angenommen, denn ILLIES (1949) gab als südlichsten Punkt Steinfeld in Oldenburg an. Die vorherrschende Zufuhr von Montmorillonit in das damalige Tertiär-Meer aber geht auf die Verwitterung und Abtragung vulkanischer Aschen auf dem südschandinawischen Festland zurück. Die ursprünglichen Vorstellungen, die Tuffite auf einen submarinen Vulkanismus (WIRTZ 1937, 1939) zurückzuführen, haben nach ILLIES (1949) nicht bewiesen werden können.

Als größte Mächtigkeit der Tuffitlagen wird von ILLIES (1949) im Liefergebiet Jütland 2 m angegeben. Die hier im Blattgebiet angetroffene aber noch nicht durchteufte Mächtigkeit von 1,30 m dürfte daher auch fast der Gesamtmächtigkeit entsprechen.

3.6.2. Oligozän bis Miozän (ol-mi)

Hinweise über die stratigraphische Stellung und die Mächtigkeit von Tertiär-Ablagerungen im Blattgebiet gab auch die Bohrung Recke UB 1 (BREYER 1971) in der Bauerschaft Espel. Dort wurden 28 m in das Oberoligozän gestellt, 18 m in das Untermiozän und der weitaus größere Teil mit 89 m in das Mittelmiozän. Ergänzt wurden diese Einstufungen durch nur wenige andere Bohrungen. Ähnlich wie im westlichen Anschlußgebiet des Blattes 3611 Hopsten ist die stratigraphische Ansprache wegen der nur wenig eindeutigen Faunengemeinschaften und der geringen Gehalte an Pollen meist unsicher.

Über die Ausbildung der Ablagerungen des Oligozäns und des Miozäns im Blattgebiet ist bisher nur sehr wenig bekannt geworden. Doch lassen sich aus den paläogeographischen Verhältnissen (BETTENSTAEDT 1949, ELLERMANN 1963), den Beschreibungen aus den Nachbarräumen (HEINE 1861, ANDERSON 1964, ANDERSON & INDANS 1969, HILTERMANN 1970, SCHUSTER 1971 c, THIERMANN 1975 a) und auch aus Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes NW einige Angaben herleiten.

Im Bereich von Recke, im nördlichen Vorland der Karbon-Scholle bestehen die Ablagerungen aus grünlich-grauen, stellenweise auch braunen und glimmerigen, glaukonitischen, mehr oder weniger feinsandigen Tonsteinen. Daneben treten auch tonige, stellenweise kalkige Feinsande auf.

Auf der Karbon-Scholle selbst wurden bisher nur sehr küstennahe Sedimente im Bockrader Graben angetroffen. Sie bestehen aus einem grünlichen, glaukonitischen, mürben Kalkmergel, der einen Schill von Molluskenresten zusammenkittet.

3.7. Quartär (q)

Die Ablagerungen des Quartärs (HESEMANN 1973, 1975 b, 1978) nehmen den größten Teil der Oberfläche des Blattgebietes ein. Sie bedecken weithin diskordant die älteren Schichten des Karbons bis hin zu denen des Tertiärs. Ihre Mächtigkeit reicht von fast 50 m an lokalen Eintiefungen des Untergrundes bis zu einem nur wenige Zentimeter dicken und daher auch nicht dargestellten Schleier auf den Höhen des Gebirges.

Diese Ablagerungen aus lockeren Kiesen, Sanden, Schluffen, Tonen, Torfen und Geschiebemergeln entstanden durch den mehrfachen Wechsel des Klimas zwischen Kalt- und Warmzeiten (K. RICHTER 1968, FLOHN 1969, DUPHORN 1976, SCHWARZBACH 1968, 1972) im älteren Quartär, dem Pleistozän. Dabei wurden verschiedene Sedimente mehrfach umgelagert. Dies setzte sich an der Oberfläche bis in das Holozän, dem jüngeren Quartär, fort (s. Tab. 7).

3.7.1. Pleistozän

Aus dem Altpleistozän sind im Blattgebiet wie auch sonst in den Nachbarräumen nur die Ablagerungen der Elster-Kaltzeit bekannt geworden. Sie wurden ähnlich wie in den im Süden und Westen anschließenden Gebieten (THIERMANN 1970 a, BRAUN in THIERMANN 1975 a) nur in Bohrungen angetroffen.

Die Hauptmenge der quartären Ablagerungen entstammt dem Mittelpleistozän und zwar untergeordnet der Holstein-Warmzeit und übergeordnet dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit. Dabei lassen sich sowohl glazigene Ablagerungen - wie der Geschiebemergel - als auch glazifluviale - wie die Schmelzwassersande - unterscheiden. Der nach einer kurzen Rückschmelzphase, dem Groß- (= Gerdau-) Interstadial erfolgte neue Vorstoß des Saale-Eises im Warthe-Stadium erreichte das Blattgebiet nicht mehr.

Schichten der darauf folgenden Eem-Warmzeit, mit der das Jungpleistozän beginnt, ließen sich in einigen Bohrungen nachweisen. In die Weichsel-Kaltzeit schließlich fällt die Ausbildung und Ausgestaltung der weiten Talsand-Ebene (= Obere Niederterrassen-Ebene) und der Uferwälle bei Recke, deren äolische Überprägung sich bis an das Holozän hinein fortsetzt. Daneben machen sich an den Hängen Periglazialerscheinungen wie das Bodenfließen bemerkbar. In der Weichsel-Kaltzeit entstand auch die Lößüberkleidung des südöstlichen Teiles des Blattbereiches.

3.7.1.1. Elster-Kaltzeit (qe)

Obwohl in den letzten Jahren das Quartär im nördlichen Münsterland zunehmend durchforstet wurde, sind sichere Ablagerungen der Elster-Kaltzeit (LOTZE 1954 e, HESEMANN 1957, BAECKER 1963, THIERMANN 1970 a, BRAUN in THIERMANN 1975 a) nur an einigen Stellen angetroffen worden. Dies ist mit ARNOLD (1960) und WOLDSTEDT (1955) wohl auf die außerordentlich starke Abtragung in der Holstein-Warmzeit zurückzuführen, deren Bedeutung allerdings BAECKER (1963) weniger hoch einschätzt. Erschwerend kommt noch hinzu, daß die elsterzeitlichen Schichten nicht leicht als solche zu erkennen sind. Während HESEMANN (1957) die ostfennoskandischen Geschiebe als typisch ansehen möchte, äußert BECKER (1963) die Vorstellung, „daß elster-eiszeitliche Ablagerungen im Kern des Münsterlandes sich mit großer Wahrscheinlichkeit durch das Überwiegen des einheimischen Materials, möglicherweise auch durch das Fehlen von Nordlingen auszeichnen werden“. KOPP & WOLSTEDT (1965: Abb. 1) schließlich glauben, daß das Blattgebiet schon gerade außerhalb der Bedeckung durch das Eis der Elster-Kaltzeit lag.

Tabelle 7
Stratigraphische Gliederung des Quartärs

Stufe	Norddeutschland		Blatt Mettingen
Holozän	Postglazial	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal	Auenlehm (L.ta) Raseneisenstein (Er) Mooreerde (Hm) Jüngere Dünen („d(2)) Hochmoor (Hh) <u>Ältere Dünen („d(1))</u>
	Spätglazial	Jüngere Dryas-Zeit Alleröd-Interstadial Ältere Dryas-Zeit Bölling-Interstadial Älteste Dryas-Zeit	Uferwall (w.S.sw) Sandlöß („Lös) <u>Älterer Flugsand („S.a(1))</u>
Jung- Pleistozän	Hochglazial	Meiendorfer Interstadial Pommersches Stadium Blankenberg-Interstadial Frankfurter Stadium Brandenburger Stadium	Fließerde (w.Si.fl) und Löß („Lö)
		Denekamp (= Paudorf)- Interstadial Hengelo-Interstadial Moershoofd-Interstadial Brörup-Interstadial Amersfoort-Interstadial	Obere Niederterrasse (= Talsand) (w.S.ta; w.Si.ta)
	Frühglazial		
Mittel- Pleistozän	Eem-Warmzeit		schluffige Sande (ee)
	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium Groß-Interstadial	periglaziale Ablagerungen (D„p)
		Drenthe-Stadium	Kames Nachschütt sand (D.S.gf(2)) Drumlins Grundmoräne (D.Mg) Vorschütt sand (D.S.gf(1))
Alt- Pleistozän	Holstein-Warmzeit		Schluffe, Feinsande, Torfe (qho)
	Elster-Kaltzeit		Fein- und Grobsande, Kiese (qe)

Im Blattbereich wurden solche vermutlich elsterzeitlichen Bildungen im Tiefsten einer von mächtigen Quartär-Ablagerungen erfüllten Rinne in Bohrungen aufgefunden. Dieser Rinne folgt ungefähr auch der Lauf der Mettinger (= Recker) Aa (vgl. hierzu Taf. 1 i. d. Anl.). Sie beginnt nordöstlich von Mettingen, verbreitert sich dann nordwestlich von Recke und läuft in die Blattgebiete 3611 Hopsten und 3512 Voltlage hinüber. An der Tagesoberfläche ungefähr durch das holozäne Bett der Aa gekennzeichnet, erreicht sie Breiten bis 2 km und eine Mächtigkeit der Quartär-Füllung bis fast 50 m.

In den Bohrungen wurden unter holsteinzeitlichen Bildungen und auf dem anstehenden Tertiär und Mesozoikum bis zu 2 m mächtige, graue fein-, mittel- und grobkörnige Sande mit reichlich beigemengten bunten Kiesen aus Quarzen und einheimischem Material angetroffen. Die Gerölle erreichen Erbsengröße. Diese Folge könnte man als Nachschüttablagerungen des weichenden Elster-Eises deuten, ähnlich wie im Gebiet von Blatt 3712 Tecklenburg südlich der Ibbenbürener Karbon-Scholle (THIERMANN 1970 a: 106).

Weiterhin scheint es möglich, daß sich, ähnlich wie im Münsterland (BAECKER 1963), in den als Verwitterungshorizont des anstehenden Mesozoikums und des Tertiärs an der Basis mächtiger Quartär-Folgen in den Bohrungen beschriebenen Schichten Elster-Grundmoräne vorliegt. Dies ist besonders dann der Fall, wenn die nordischen Anteile zugunsten der einheimischen stark zurücktreten, so daß Lokalmoräne und anstehendes Gebirge nur schwer zu trennen sind.

3.7.1.2. Holstein-Warmzeit (qho)

Während die Ablagerungen des oben beschriebenen Elster-Glazials wohl primär das ganze Blattgebiet überdeckt haben, waren solche der Holstein-Warmzeit schon ursprünglich auf die damaligen tiefliegenden Depressionen und Flußläufe beschränkt. Im Blattgebiet ist es die Rinne im Tal der Mettinger (= Recker) Aa. Sie gehört zu dem großen Flußsystem der Alt-Ems (THIERMANN 1974) jener Zeit.

Dort wurde offenbar nur an wenigen lokalen Überlieferungen der Rinnenbasis, hervorgerufen durch holsteinzeitliche oder jüngere Erdfälle, Ablagerungen der Holstein-Warmzeit überliefert. Sonst scheinen sie weithin jüngeren Erosionen zum Opfer gefallen zu sein.

In den Bauerschaften Kreienfeld nördlich Recke und Bruch nördlich Mettingen wurden in gekernten Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes NW bis zu 12 m mächtige, glimmerstaubige Schluffe mit Feinsandlagen von Millimeter- bis Zentimeterdicke angetroffen, denen als Zeugen des warmzeitlichen Klimas Holz-, Wurzel- und Torfreste eingeschaltet sind. Eine palynologische Untersuchung (G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt NW) ergab Hinweise auf das Holstein-Alter. Nach Westen hin werden diese Ablagerungen gröber und gehen nach BRAUN (in THIERMANN 1975 a) auf dem benachbarten Blattgebiet 3611 Hopsten in mittel- und grobkörnige Sande über.

Die in den südlichen Nachbargebieten so bezeichnenden, von HAACK (1930 a, b, 1935 a), SCHMIERER (in HESEMANN 1950 b) und THIERMANN (1970 a) beschriebenen fossilen Reste einer wärmeliebenden Schneckenfauna scheinen im Blattgebiet Mettingen zu fehlen; wenigstens wurden sie bisher noch nicht beobachtet.

3.7.1.3. Saale-Kaltzeit

Während der Saale-Kaltzeit dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa, ähnlich wie in der vorangegangenen Elster-Kaltzeit, erneut nach allen Seiten aus (KELLER 1976 a). Dabei

lassen sich zwei, durch das Gerdau-Interstadial getrennte größere Vorstöße unterscheiden. Aber nur der erste, der Drenthe-Vorstoß, erreichte das Blattgebiet.

Schon während des zunehmend kälter werdenden Periglazialklimas vor dem Herannahen des Inlandeises wurde durch Frostsprengung und Bodenfließen frei gewordener Schutt abgelagert. Die Hauptmenge der saalezeitlichen Sedimente jedoch wurde vom Inlandeis selbst herantransportiert.

So lagerten die vom anrückenden Inlandeis herabfließenden Schmelzwässer (GERMAN 1973) im unmittelbaren Vorland die sogenannten Vorschüttssande ab. Sie wurden dann vom Eis überfahren und später nach dem Rückzug des Eises von seinem Ausschmelzprodukt, der Grundmoräne überlagert. Während des Eisrückzuges wurden von den Schmelzwässern die Nachschüttssande und Kames aufgeschüttet.

Nachdem sich das Eis während des Gerdau-Interstadials, von dem im Blattgebiet keine Sedimente bekannt sind, weit nach Norden zurückgezogen hatte, breitete es sich mit dem Warthe-Vorstoß erneut aus. Dieser Eisvorstoß erreichte das Blattgebiet aber nicht mehr, er fand vielmehr mit den Endmoränen der Lüneburger Phase seinen Abschluß.

Das während dieser letzten Zeit herrschende Periglazialklima hinterließ mit seiner verstärkten Schuttbildung ebenfalls Sedimente ähnlich wie zu Beginn der Saale-Kaltzeit.

3.7.1.3.1. Drenthe-Stadium

3.7.1.3.1.1. Periglaziale Ablagerungen vor der Drenthe-Eisbedeckung (D,,p)

Mit dem Beginn der Saale-Kaltzeit wurde das Klima zunehmend kälter. Durch Frostsprengung und Bodenfließen wurde eine so große Menge von Material angeliefert, daß von den Flüssen mit ihren besonders im Winter kleiner gewordenen Wassermengen nicht mehr alles fortgeführt werden konnte. Sie begannen daher einen Teil als Kiese und Sande abzulagern.

Solche Ablagerungen wurden aus dem nördlichen Münsterland zuerst von HAACK (1930 a, 1935 a) beschrieben. Späterhin haben sich damit in diesem Raum auch HESEMANN (1950 b), ARNOLD (1960), BAECKER (1963) und THIERMANN (1970 a, 1973) beschäftigt.

Auch im Blattgebiet sind diese Schichten verschiedentlich in Bohrungen angetroffen worden. Naturgemäß beschränken sich die Fundpunkte auf die schon in der Holstein-Warmzeit oder früher angelegten Flußrinnen und Senken.

Im Bereich der schon oben angeführten Rinne unter der Mettinger (=Recker) Aa wurde an wenigen Stellen unter glazigenen Ablagerungen wie Geschiebemergel oder Vorschüttssande eine 0,5-5 m mächtige Folge von schluffigen Mittelsanden mit Linsen aus Kiesen, offenbar meist ohne nordisches Material, erbohrt. Sie lagern dort entweder auf vermutlichen holsteinzeitlichen Bildungen oder aber direkt auf den Schichten des Tertiärs oder des Mesozoikums.

In den südlich benachbarten Gebieten fand sich nach HAACK (1930 a) und THIERMANN (1970 a) in den entsprechenden Ablagerungen stellenweise eine arten- und individuenarme, fossile Schneckenfauna. Solche Fossilreste sind bisher im Blattgebiet nicht angetroffen worden.

3.7.1.3.1.2. Vorschüttssand (D,S,gf(1))

Jeweils während der wärmeren Perioden im Sommer strömten von dem heranrückenden Inlandeis (KAISER 1975) Schmelzwässer herab und lagerten ihre Fracht in breiten

Schwemmfächern im Vorland der Gletscherstirn ab. Vorschüttssande waren also schon primär nur lückenhaft vorhanden. Ein großer Teil wurde bei dem späteren Überfahren durch das Inlandeis wieder aufgearbeitet; oft war das Material aber auch so fest gefroren, daß es vom Eis nicht gestaucht wurde.

Im Blattgebiet treten die bis 15 m mächtigen Vorschüttssande nur an einer Stelle, in der Bauerschaft Bockraden beim Hof Gerseemann mit einem Kieshügel zutage. Sie sind dort in ausgedehnten Gruben erschlossen und bilden die ältesten, an die Tagesoberfläche tretenden Schichten des Quartärs.



Abb. 12. Vom Eis aufgestauchte Scholle von Oberkarbon-Sandsteinen (Rote Schichten) in den Vorschüttssanden, Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit; aufgelassene Sandgrube beim Hof Gerseemann in der Bauerschaft Bockraden; R 11 850, H 98 320

Ähnlich wie bei Ibbenbüren (THIERMANN 1970 a: 110) ergab das Abbohren der Vorschütt-sande ein rasches und steiles Abtauchen unter die Grundmoräne. Neben diesen Lagerungs-verhältnissen und der nachfolgend beschriebenen Zusammensetzung weisen auch die schon von A. EBERT (1954: 11) erwähnten Stauchungserscheinungen in den Kiesgruben auf die spätere Überfahung durch das Drenthe-Inlandeis hin. So wurde bei der Kartierung, in die Kiese und Sande eingeschuppt, ein großer Block von Sandstein aus den Roten Schichten des Westfals D gefunden (s. Abb. 12).

Nach den Aufschlüssen beim Hof Gerseman bestehen die Vorschüttssande aus einer kreuzgeschichteten Wechselfolge von gelbbraunen bis weißgrauen, stellenweise tonig-schluffigen Fein- bis Grobsanden mit Kiesen (s. Abb. 13). Die Kiese und Gerölle liegen an der Basis der im Anschnitt der Grubenwände deutlich sichtbaren ehemaligen Rinnen, in denen das Wasser besonders schnell floß. Die öfter eingeschalteten schluffigen Feinsand-bänke zeigen auf die mehr ruhigen Ablagerungsverhältnisse.

Das Material besteht hauptsächlich aus einheimischen Gesteinen, dabei fallen beson-ders die Karbon-Sandsteine und Konglomerate sowie die Schwammgesteine des unteren Malms, des Oxfords, auf. Hinzu kommen die merkwürdigen, im gefrorenen Zustand trans-portierten Gerölle von roten und grauen Ton- und Tonmergelsteinen des Oberkarbons, der Trias und des Juras, die heute schon bei der leichtesten Berührung zerfallen.

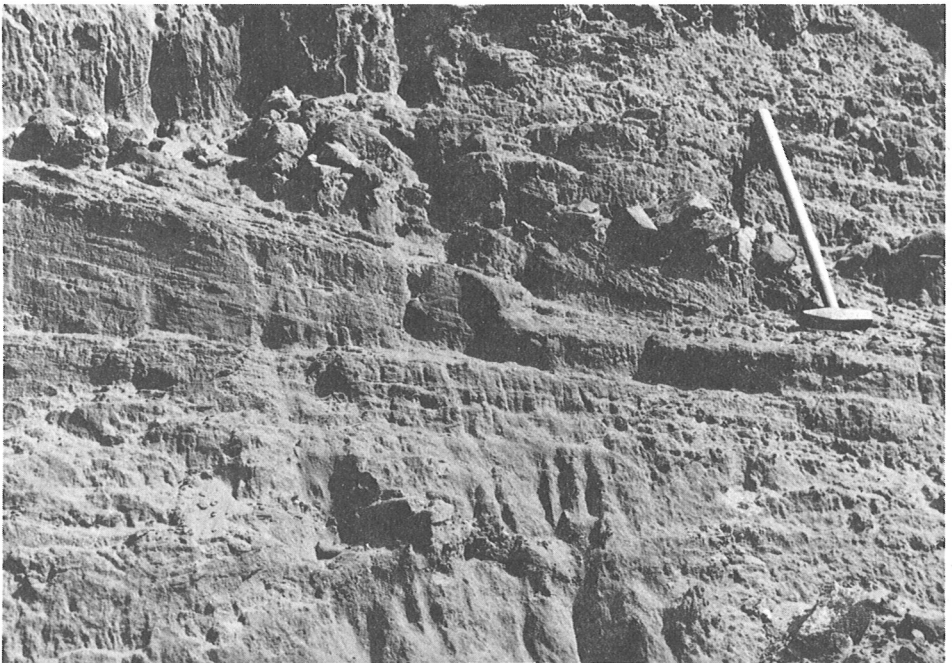


Abb. 13. Kreuzgeschichtete, lehmige Kiese und Sande, Vorschüttbildungen, Drenthe-Stadium, Saale-Kaltzeit; aufgelassene Sandgrube beim Hof Gerseman in der Bauerschaft Bockraden; R 11 800, H 98 320

Nordische Gesteine, wie Granite und Gneise, sind nicht gerade häufig, ebenso die aus der skandinavischen und norddeutschen Oberkreide stammenden Feuersteine. Dieser Tatbestand ist jedoch bei Vorschüttssanden immer wieder beobachtet worden. Erklärt wird dies mit der kräftigen Aufarbeitung des einheimischen Materials im Vorland des Gletschers, dabei treten dann die vom Eis herangebrachten nordischen Gesteine mengenmäßig so stark zurück, daß ihr Anteil selten über 5 % hinausgeht.

Im übrigen Blattbereich wurden Vorschüttssande nur unter jüngeren Ablagerungen und nur an wenigen Stellen, wie im Bereich der alten Aa-Rinne und unter der Grundmoräne am Nordhang der Ibbenbürener Karbon-Scholle zwischen Schlickelde und Mettingen in Bohrungen angetroffen. So wurden von KELLER (1952 b) aus der Bohrung Recke UB 1 unter der Grundmoräne Fein- und Mittelsande angeführt. Nach den übrigen, teilweise auch etwas unvollständigen Bohrprotokollen ist die Ausbildung der Vorschüttssande ähnlich der beim Hof Gersemann. Die groben Kiese allerdings scheinen seltener zu sein.

Die Deutung von Sanden unter der Grundmoräne als Vorschüttablagerungen nach Bohrprofilen bleibt ähnlich wie bei den Nachschüttssanden (s. Kap. 3.7.1.3.1.4.) problematisch, da die Zusammensetzung meist nicht genau angegeben ist, und die typische Kreuzschichtung in Bohrproben naturgemäß nicht mehr erkennbar ist.

Die von HAACK (1930 a, 1935 a) aus dem Lengericher Gebiet angeführten Bändertone als Ablagerungen von Staubecken vor dem heranrückenden Eis wurden im Blattgebiet bisher noch nicht beobachtet.

3.7.1.3.1.3. Grundmoräne (D,Mg)

Auf seinem Weg von Nordeuropa nahm das Inlandeis (KAISER 1975) beträchtliche Gesteinsmengen aus dem überfahrenen Untergrund (PILLENWIZER 1969) in sich auf, dabei wurden die Gesteine weitgehend aufgearbeitet. Nachdem das wohl 300 m mächtige Inlandeis (KELLER 1952 a) weggeschmolzen war, blieb als unsortiertes und daher schichtungsloses Material die Grundmoräne (GRIPP 1973, 1974, 1975) zurück. Sie bedeckte ursprünglich wohl ziemlich lückenlos die gesamte Fläche des Blattgebietes. Aber schon während das Eis zurückwich begann ihre Abtragung und Zerstörung. Im Blattgebiet ist die Grundmoräne jedoch auch heute noch weit verbreitet und bildet geschlossene Decken bis zu 15 m Mächtigkeit.

Naturgemäß konnte die Grundmoräne der Abtragung am ehesten in Hangnischen und Geländedepressionen widerstehen. Daher ist sie noch heute weithin zwischen Schlickelde und Mettingen am Nordhang des Karbon-Horstes und im Bockrader Graben anzutreffen.

In der Regel ist die Grundmoräne durchweg von einem Schleier jüngerer, auf der geologischen Karte auch dargestellter Schichten überkleidet. Es sind dies saalezeitliche Nachschüttablagerungen wie nördlich Mettingen, weichselzeitliche Fließerden wie im Bockrader Graben oder weichselzeitliche Flugdecksande und die Niederterrasse wie in der Bauerschaft Espel.

Im nördlichen Teil des Blattgebietes ist sie verschiedentlich in Bohrungen wie zum Beispiel in der Bohrung Recke UB 1, (Kap. 9., Brg. 8) durch KELLER (1951) aufgefunden worden. Auch beim Bau des Mittellandkanals wurde sie in Steinbeck durch Böschung und Sohle des Kanals freigelegt und sonst nach MESTWERDT (in HARBORT & MESTWERDT 1915) verschiedentlich an der Sohle erschlossen.

In frischem, unverwittertem Zustand besteht die Moräne aus Geschiebemergel, einem innigen, schichtungs- und regellosen, meist dunkelgrauen Gemenge von Ton, Mergel, Sand, Kies und größeren mäßig kantengerundeten Geschieben. Die Geschiebe kommen zum großen Teil aus den Ursprungsgebieten des Inlandeises in Skandinavien. Sie bestehen dann aus kristallinen Gesteinen (HESEMANN 1975 a) wie Granit, Gneis und Porphy, hinzu kommen die nordischen Sedimentgesteine (HUCKE 1967) des Kambriums und Silurs und die Feuersteine (Flinte) aus der Oberkreide des Ostseegebietes und Norddeutschlands. Einzelne, besonders große nordische Geschiebe, auch Findlinge genannt, sind auf der geologischen Karte besonders dargestellt. Sie kommen zum Teil auch außerhalb der heutigen Moränenbedeckung als Erosionsreste vor.

In der Nähe von Höfen und Wegekreuzen liegen sie aber meist an sekundärer Stelle. Für dekorative oder auch kultische Zwecke wurden sie dorthin verschleppt.

Das örtlich gehäufte Vorkommen grober nordischer Blöcke ließ sich nach SERAPHIM (1966) in der Gegend von Brackwede bei Bielefeld für die Kartierung von Eishalten verwenden. Im Blattgebiet kam es dagegen nicht zu einem solchen eiszeitlichen Halt mit einer Grobgeschiebeanreicherung.

Neben den nordischen sind Geschiebe von Sedimenten aus der näheren Umgebung, dem Osnabrücker Bergland, beinahe ebenso häufig. So findet man besonders häufig die quarzitischen Schwammgesteine des Unteren Malms, daneben auch Gesteine des Buntsandsteins und Muschelkalks. In gefrorenem Zustand transportierte Ton- und Tonmergelsteine des Keupers und des Juras sind häufig. Wegen ihrer geringen Festigkeit sind sie sicher nicht weit vom Eis geschleppt worden. Heute sind sie meist stark verwittert.

Im einzelnen schwankt die Zusammensetzung des Geschiebemergels stellenweise sehr stark. So ist die Grundmoräne stets dann außerordentlich sandig, wenn sie viele Sande aus dem unmittelbaren Untergrund und der Nachbarschaft wie im Bockrader Graben aufgenommen hat. In der Bauerschaft Espel und bei Steinbeck hingegen ist sie mehr tonig.

An der Erdoberfläche ist der graue Geschiebemergel bis zu einer Tiefe von 1–3 m zu einem gelbbraunen, sandig-bindigen Geschiebelehm verwittert. Dabei ist der bis zu 20 % betragende Kalkgehalt fortgeführt, stellenweise scheint die Grundmoräne aber auch primär schon kalkfrei zu sein (G. MÜLLER 1896). Ferner wurden die zweiwertigen Eisenverbindungen zu dreiwertigen oxidiert. Dadurch wandelte sich die ursprüngliche graue Farbe in eine braune um. Außerdem wurde der Tongehalt in die tieferen Schichten eingespült, so daß die Sande, Kiese und Geschiebe im Geschiebelehm besonders stark angereichert sind. Hinzu kommen eine Reihe von unterschiedlichen Prozessen, wie zum Beispiel solifluidale oder äolische Umwandlungen und Einflüsse, die schließlich zur Ausbildung eines stellenweise ausgeprägten Geschiebedecksandes (GRIMMEL 1973, VIETE 1965) führen. So scheinen sich in dem Grenzbereich zwischen der Grundmoräne und ihren jüngeren, bereits angeführten Überlagerungen örtlich auch solche Geschiebedecksandbildungen zu verbergen. Diese werden aus dem Blattgebiet auch von TIETZE (1912), HARBORT & MESTWERDT (1915) und A. EBERT (1954) erwähnt. Die Grundmoräne ist heute im Blattgebiet nirgends mehr aufgeschlossen. Die ehemalige Tongrube der Ziegelei Berentelg in Schlickelde ist heute gänzlich verwachsen und verstäurzt.

Nördlich Mettingen bis hin zum Mittellandkanal tritt die Grundmoräne in langgestreckten Nordnordost–Südsüdwest verlaufenden Hügeln unter teilweise junger, dünner Überdeckung hervor. Diese Erhebungen sind bis 1 000 m lang, um 400 m breit und erheben sich

um wenige Meter über ihre Umgebung. Getrennt werden sie durch schmale, vermoorte Niederungen, die auch von Wasserläufen gequert werden.

Ihr gehäuftes Vorkommen am Anstieg zur Höhe der Ibbenbürener Karbon-Scholle, ihre Form und ihr Aufbau aus Moränenmaterial lassen sie als Drumlins deuten.

Über den Bau und die Entstehung von Drumlins ganz allgemein haben KEILHACK (1897) und EBERS (1926, 1937) ausführlich berichtet. Beispiele aus dem nordöstlichen Teil der Münsterländer Kreide-Mulde bei Versmold und Gütersloh hat SERAPHIM (1973) beschrieben.

Danach sind Drumlins aus Grundmoränenmaterial geformte, in Richtung der Eisbewegung liegende, subglaziale Stromlinienkörper. Sie entstanden in der Zeit der aktiven Eisbewegung an der Grenze zwischen dem Untergrund und dem Eis in den Randbereichen des Inlandeises in schwach ansteigendem Gelände. Die Ableitung der Formen der Drumlins sind nach EBERS (1926, 1937) keine Folge unterschiedlicher Ausräumung des Eisuntergrundes. Sie sind vielmehr das Ergebnis eines Ausgleichs zwischen dem Untergrund und dem darauf unterschiedlich fließenden Eis (PILLENWIZER 1969), das während der Fortbewegung ständig und örtlich wechselnd Moränenmaterial an der Sohle ausschied und auch wieder aufgenommen hat.

Aus der Deutung der Hügel bei Mettingen als Drumlins lassen sich einige Gesetzmäßigkeiten der Eisbewegung ableiten. So ergibt sich aus den Längsachsen der Drumlins, daß das Inlandeis aus nordöstlicher Richtung vorgedrungen ist. Beim langsameren Vorandringen des Eises infolge des Anstieges zur Karbon-Scholle bildeten sich die typischen, mehr gedrungenen und weniger länglichen Drumlins aus. Der Stromlinienform entsprechend ist der höchste Punkt der Hügel deutlich nach Nordosten an das dem Eisschub besonders ausgesetzten Ende verschoben. Diese Erscheinung ist gut ausgeprägt an den Drumlins zwischen dem Mühlenbach und dem Hof Feldmann und jenem in der Bauerschaft Katermuth.

Wie bei EBERS (1926: 169) beschrieben, sind auch im Blattgebiet die Senken zwischen dem Drumlin vom Eis geschaffen und mit Grundmoräne ausgekleidet. Auch bestätigt sich die weitere Beobachtung von EBERS (1937: 232), daß die „wannenartigen Hohlformen, die vom Eis ausgestaltet, ... meist durch alluviale Bildungen, insbesondere Torfmoore, Aulehme ... usw. eingegeben sind“.

Die von der Ibbenbürener Karbon-Scholle bei Mettingen herabkommenden und das Grundmoränen-Gebiet querenden Bachläufe haben also die Längstäler im Unterlauf nicht selbst geschaffen. Sie waren vielmehr durch die Drumlinbildung schon vorgezeichnet und haben lediglich die Entwässerung an sich gezogen.

3.7.1.3.1.4. Nachschüttsand (D,S,gt(2))

Nachschüttsande treten in kleineren Flächen bei Steinbeck oder in ausgedehnterem, hügeligen Gelände zwischen Schlickelde und Mettingen zutage. Sie heben sich infolge ihres größeren Widerstandes gegenüber der Abtragung aus ihrer Umgebung als Härtlinge heraus. Sie lagern auf der Grundmoräne.

Nach den Handbohrungen und Aufgrabungen handelt es sich bei diesen Nachschüttablagerungen um eine intensiv kreuzgeschichtete, bis 4 m mächtige Wechselfolge von weißgrauen bis gelbbraunen, etwas tonig-schluffigen Fein- und Grobsanden mit eingeschalteten dünnen Kiesbänken. Ähnlich wie bei den Vorschüttablagerungen überwiegen auch

hier die einheimischen Gerölle, während der Anteil nordischer Gesteine wie Granit und Gneis etwa 10 % beträgt. Er bildet somit ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Vorschüttssanden, wo der Anteil nordischer Gesteine sehr viel niedriger liegt.

Daneben wurden im nördlichen Teil des Blattbereiches bei einigen Bohrungen grob- bis mittelkörnige Sande auf der Grundmoräne lagernd angetroffen.

Die Deutung der Bohrproben als Nachschüttssande bleibt aber meist etwas problematisch, da auch jüngere Sedimente eine ähnliche lithologische Zusammensetzung haben. Die typische fluvioglaziale Kreuzschichtung mit raschem Materialwechsel aber läßt sich in den Bohrproben naturgemäß nicht mehr erkennen (vgl. Kap. 3.7.1.3.1.2.).

Die räumliche Verteilung der Nachschüttssande wird ursprünglich sehr viel größer gewesen sein, als es die wenigen Bohrungen und ihr Vorkommen über Tage zeigen. Sie sind wahrscheinlich mit der schon unmittelbar nach dem Eisrückzug verstärkt einsetzenden Erosion (LOTZE 1954 a) oder später abgetragen worden.

3.7.1.3.1.5. Kames („k)

Beim Zurückschmelzen zerfiel das Inlandeis in einzelne mächtigere Toteisblöcke, die sich besonders am Fuß der Ibbenbürener Karbon-Scholle und in dem auch morphologisch als Längstal hervortretenden Bockrader Graben einige Zeit haben halten können. An diese Toteisblöcke sind die Kames geknüpft, über deren allgemeine Entstehung vor einiger Zeit DEWERS (1962) und KELLER (1951, 1952, 1974 b, c) berichtet haben.

Die aus der Zeit der aktiven Bewegung des Inlandeises stammenden Klüfte und Sprünge, aber auch das auf die Eisoberfläche durchgepauste Relief des Untergrundes, zeichneten den darauf abfließenden Schmelzwässern den Weg vor. Diese erweiterten und vertieften sie zu Stromrinnen. In lokalen, trogartigen Übertiefungen wurden die mitgeführten Grob-, Feinsande, Kiese und Gerölle abgelagert. Die im Rinnenquerschnitt zunächst horizontale bis schwach konkave Schichtung wandelte sich nach dem Abtauen der stützenden Wände des Toteises in eine mehr konvex-schalige Form als mehr oder weniger langgestreckte Keshügel.

Drang die Erosion der Schmelzwässer bis an die Auflagerungsfläche des Toteises vor, so wurde durch den Druck des Eises das Liegende in den Kern des Kames hineingepreßt, dadurch entstanden die im Kartengebiet auch vorkommenden Kernkames mit einem Kern aus Grundmoränenmaterial.

Aus dem Bereich der südlich anschließenden Blätter sind eine große Zahl teilweise gut aufgeschlossener Kames von KELLER (1952) und THIERMANN (1970 a, b) beschrieben worden. Bei der geologischen Aufnahme des Blattgebietes wurden Kames im Bockrader Graben und bei Steinbeck aufgefunden.

Die Kames bestehen aus mehreren langgestreckten Keshügeln unterschiedlicher Richtung, die den Klüften und Sprüngen des Inlandeises und damit den Richtungen der Schmelzwasserströmungen entsprechen. Sie erheben sich auf der Grundmoräne mit ovalem Grundriß von 200 – 300 m Breite und 250 – 500 m Länge bis fast 10 m Höhe über ihre Umgebung. Ihre kamesartige Natur läßt sich aus dem typischen konvexschaligen Aufbau herleiten.

In dem Aufschluß beim Hof Lünemann in der Bauerschaft Bockraden, aber auch durch die Handbohrungen, ließen sich Aufbau und Lagerung erkennen. Das Material der Kames besteht demnach aus intensiv kreuzgeschichteten, weißgrauen bis gelbbraunen, meist

etwas tonigen Fein- bis Grobsanden mit häufig eingeschalteten Schluff- und Tonbänken. Die Gerölle nordischen Ursprungs sind durchweg gut gerundet, die einheimischen, von der Ibbenbürener Karbon-Scholle stammenden Oberkarbon-Sandsteine haben meist eine weniger kantengerundete Form.

Die Keshügel beim Hofe Lünemann in der Bauerschaft Bockraden und nördlich des Hofes Buddelmeier östlich Steinbeck sind als Kernkames zu deuten, deren Entstehung bereits näher erläutert wurde. In beiden Kames wurde die von unten diapirartig emporgepreßte Grundmoräne noch gerade mit dem Bohrstock in fast 2 m Tiefe erfaßt.

3.7.1.3.2. Warthe-Stadium (sW,,p)

Während HESEMANN (1950 a) nach dem Eisrückzug im Münsterland hauptsächlich Abtragungsvorgänge annahm, konnten LOTZE (1954 a) und BAECKER (1963) nachweisen, daß zu dieser Zeit mit ihrem ausgeprägten Periglazialklima auch Sedimente in Form feinkörniger Sande und grauer Schluffe, wenn auch lückenhaft, abgelagert wurden.

In den Bohrungen nördlich der Ibbenbürener Karbon-Scholle wurden nur an wenigen Stellen solche bis 3 m mächtigen, grauen Schluffe und Sande, die zuweilen auch gröbere Einschaltungen im unteren Teil zeigten, unter den Sanden der Niederterrasse gefunden.

Nach den Bohrprotokollen ist die Abgrenzung dieser periglazialen Schichten gegenüber den Niederterrassen-Sanden oft nicht möglich, da der als Grenze von BAECKER (1963) vermutete Erosionshorizont aus kiesigen Sanden entweder nicht immer ausgebildet ist, oder nicht erkannt wurde.

Das nur seltene Vorkommen wird neben der primär lückenhaften Sedimentation und der auf die Senken und Depressionen beschränkten Ablagerungsräume auch durch die nachträgliche, während der Weichsel-Kaltzeit verstärkt einsetzenden Abtragung bedingt sein.

3.7.1.4. Eem-Warmzeit (ee)

Wie auch im übrigen Westfalen, sind terrestrische Ablagerungen der Eem-Warmzeit sehr selten bekannt geworden. Dies mag verschiedene Ursachen haben. So beschränken sich wahrscheinlich die eemzeitlichen Ablagerungen schon ursprünglich, ähnlich wie in verschiedenen vorausgegangenen Perioden, auf die tiefer gelegenen Becken und Senken; ob diese miteinander zusammengehangen haben, bleibt ungewiß. Regelrechte Flußsysteme, wie sie aus der Holstein-Warmzeit bekannt wurden, sind bisher jedenfalls noch nicht aufgefunden worden.

Vielleicht verbergen sich in den graubraunen tonig-schluffigen Sanden unter der Niederterrasse, neben den oben beschriebenen warthezeitlichen Ablagerungen, auch eemzeitliche fluviatile Sedimente, die nach GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 194) durch Süßwasser-Diatomeen charakterisiert werden. Durch die schon erwähnte, mit dem Beginn der Weichsel-Kaltzeit stärker einsetzende Erosion, sind sie wahrscheinlich weithin abgetragen worden.

Im Blattbereich wurden bisher nur in einer Untersuchungsbohrung (s. Kap. 9., Brg. 9) nördlich Mettingen glimmerstaubige Tone, Schluffe und Fein- bis Mittelsande von etwa 6 m Mächtigkeit mit Wurzel- und Holzresten angetroffen. Eine palynologische Untersuchung (G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt NW) ergab allerdings nur undeutliche Hinweise auf ein eemzeitliches Alter. Überliefert wurden diese Sedimente dort wahrscheinlich nur deshalb, weil durch Subrosion (THIERMANN 1975 b) des im Untergrund verborgenen Stein-

salzes des Münder-Mergels (s. Kap. 3.4.3.) eine lokale Eintiefung war. In dieser Subrosions-senke konnte die später wieder einsetzende, oben erwähnte Erosion nicht angreifen. Die Sedimente der Eem-Warmzeit können Mächtigkeiten bis 10 m erreichen.

3.7.1.5. Weichsel-Kaltzeit

Das von Nordeuropa während der Weichsel-Kaltzeit sich erneut ausbreitende Inlandeis erreichte das Blattgebiet nicht mehr, vielmehr bezeichnen die Moränen der Brandenburger Phase die äußerste Randlage des Eises. Der Vorstoß und Rückzug gliederte sich stärker als bei den vorangegangenen Vereisungen in mehrere Rückschmelzphasen (Interstadiale) und Wärmeschwankungen (Intervalle).

Diese Klimaschwankungen machten sich naturgemäß auch im Blattgebiet bemerkbar, allerdings sind nur aus wenigen dieser verschiedenen Perioden Ablagerungen bekannt geworden.

Räumlich am weitesten verbreitet sind die Talsande (s. Kap. 3.7.1.5.2.1.), deren Ablagerung eine tiefgreifende Erosion in der frühen Weichsel-Kaltzeit voranging. Ihnen lagern die Uferwälle, Flugdecksande und Dünen auf. An den Hängen des Gebirges und der Anhöhen entstanden die Fließerden, die teilweise später vom Löß bedeckt wurden.

3.7.1.5.1. Fließerde (w,Sl,fl)

Die Hänge des Steinkohlengebirges, aber auch die vorgelagerten Anhöhen, werden an ihrem Fuß durchweg von geneigten Sandflächen begleitet, deren Oberflächen mehr oder weniger eben und nur schwach gewellt sind. Sie werden durchweg von Abлаufrinnen gequert, die vom Gebirge herabkommen. Besonders augenfällig sind solche Fließerdeflächen in der Bauerschaft Bockraden.

Nachdem diese Ablagerungen in gleicher geologischer Situation weiter im Süden, am Rand des Teutoburger Waldes, früher stratigraphisch (KELLER 1954 b) und genetisch unterschiedlich gedeutet wurden (vgl. THIERMANN 1970 a, b), ist nunmehr ihre Erklärung als Fließerden (SCHENCK 1954, TROLL 1947, DAHM 1958, GRAF 1973) der frühen Weichsel-Kaltzeit (BRAUN & THIERMANN 1972, VINKEN 1969) gesichert.

In die Fließerden sind untergeordnet Flugsande eingeschaltet. Diese Flugsande sind äußerst fein- und gleichkörnig sowie kreuzgeschichtet. Die eigentlichen, schluffig-tonigen, fein- bis grobsandigen Fließerden zeichnen sich hingegen durch eine knäuelig verwürgte Schichtung aus. Ihr grober, scharfkantiger Gesteinsschutt besteht aus dem jeweils oberhalb am Hang anstehenden Gebirgsmaterial (s. Abb. 14). Insgesamt gesehen zeigen die Fließerden stets eine Übereinstimmung ihrer Schichtung mit der Morphologie ihrer Ablagerungsfläche.

Am Hangfuß und in Geländemulden, wie in der Bauerschaft Nieder-Bockraden, erreicht die Fließerde Mächtigkeiten bis 25 m. Im größeren Teil ihrer Ausstrichfläche bleibt die Fließerde jedoch unter 1 m Mächtigkeit. Nur als dünner Schleier überkleidet sie die Hänge. Die auf der geologischen Karte dargestellte Grenze zwischen der Fließerde und dem anstehenden Gestein tritt auch morphologisch durch einen Geländeknick hervor, in dem der sanft geschwungene, von der Fließerde bedeckte Unterhang an den steileren, von der Bedeckung freien Oberhang grenzt. Im Bockrader Graben und südlich von Steinbeck ist dieser Geländeknick noch durch Verwerfungen verstärkt.

Im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Rheine (THIERMANN 1973) mit unterschiedlichen faziellen Ausbildungen der Fließerde tritt im Blattgebiet nur die schluffig-tonige, sandige



Abb. 14. Fließerde, Weichsel-Kaltzeit; Nordhang des Kälberberges in Obersteinbeck;
R 09350, H 01400

Fließerde auf. Das liegt in der tonigen Komponente des Verwitterungsmaterials aller hier anstehenden älteren Gesteine, wie zum Beispiel des Oberkarbons, aber auch der Grundmoräne begründet. Unter den kantigen Gesteinsbrocken der Fließerde herrschen die Oberkarbon-Sandsteine und die nordischen Gesteine aus der Grundmoräne vor.

In der Ortslage von Mettingen und der Bauerschaft Muckhorst verbergen sich, in dem dort auf der geologischen Karte dargestellten Löß, sicherlich auch lößartige Fließerden, die aus solifluidal umgelagertem Löß bestehen. So wurden in Ausschachtungen und Aufgrabungen in der Hanglage immer wieder solche Löss mit der knäueligen Schichtung von Fließerden, aber durchweg ohne steiniges Material, angetroffen. Da sich diese Lagerungsverhältnisse naturgemäß im Bohrstock kaum oder gar nicht erkennen lassen und sich somit der ursprüngliche, äolisch abgelagerte Löß von dem solifluidal verlagerten nicht unterscheiden läßt, zumal auch die kantigen Sandsteinbrocken und dergleichen fehlen, wurde in solchen Fällen keine Fließerde dargestellt (vgl. auch Kap. 3.7.1.5.3.1. und ROHDE in LEPPER 1976: 72).

3.7.1.5.2. Bach- und Flußablagerungen

Die bedeutsamen Ablagerungen der Weichsel-Kaltzeit stellen die Ablagerungen des fließenden Wassers dar. Ihre Deutung ist im einzelnen oft erschwert durch die nachträglichen periglazialen und äolischen Umlagerungen. Im Blattgebiet finden sich die Talsande (= Obere Niederterrasse) und die darauf aufgesetzten Uferwälle als fluviatile Bildungen. Die Unte-

re Niederterrasse (HESEMANN 1950 a, THIERMANN 1973, 1974) ist unmittelbar an den Lauf größerer Flüsse wie der Ems geknüpft und fehlt somit im Blattbereich.

3.7.1.5.2.1. Obere Niederterrasse (Talsand) (w,S,ta;w,Sl,ta)

Die Talsande gehören zu den an der Oberfläche mit am weitesten verbreiteten Ablagerungen des Quartärs. In der weiten Ebene beiderseits der Aa, im nördlichen Teil des Blattgebietes, geben sich die Talsande durch ihre fast tischebene Fläche zu erkennen. Nach Süden zu, in Richtung auf die Ibbenbürener Karbon-Scholle, ziehen sich die Talsande als schmale Terrassenflächen entlang der Bachläufe aufwärts. Durch einen deutlichen Geländeknick grenzt die Talsandebene an den Fuß der oberkarbonischen und jurassischen oder auch quartären Erhebungen. Die Kante zu den tiefer liegenden Talauen der kleineren Gewässer ist dagegen oft nur wenig ausgeprägt.

Aufgesetzt sind der Ebene der Oberen Niederterrasse die Dünen, Flugdecksandfelder, das Vinter Moor und die Uferwälle.

Über das Alter und die Entstehung der Talsande haben sich verschiedene Meinungen entwickelt, ohne daß es aber zu einer endgültigen Klärung der damit zusammenhängenden Fragen gekommen ist, die zuletzt ausführlicher von GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 196 - 199), HESEMANN (1950 a) und HEMPEL (1963) behandelt wurden.

Nach TIETZE (1907, 1909, 1914), HARBORT & KEILHACK (1918), BÄRTLING (1921 a), WEGNER (1927), BEYENBURG (1934), HAACK (1935 a), DIENEMANN (1941) und HEMPEL (1963) sollte die Aufschüttung der Talsande in der Saale-Kaltzeit begonnen haben und nach BÄRTLING (1921 a) und BEYENBURG (1934) auch abgeschlossen sein. Während HARBORT & KEILHACK (1918) die Zeitdauer nicht behandelten, glaubten WEGNER (1927) und HEMPEL (1963) an eine Fortsetzung der Aufschüttung bis in die Weichsel-Kaltzeit, DIENEMANN (1941) und TIETZE (1909, 1914) nahmen sogar eine Fortdauer über diese Zeit hinaus bis in das Alluvium (Holozän) an. HAACK (1935 a) dagegen hielt nur eine Umlagerung in der Weichsel-Kaltzeit für möglich.

Die moderne Anschauung der ausschließlich weichselzeitlichen Entstehung wurde zuerst von MESTWERDT (1926) vertreten. Ihr schlossen sich später HESEMANN (1950 a) und KELLER (1950) an, denen es südlich Elbe bei Bevergern gelang, die Talsandebene mit der Oberen (= älteren) Niederterrasse der Ems gleichzusetzen. Dort konnte HESEMANN (1950 a) noch zusätzlich die hier im Blattgebiet aber nicht entwickelte Untere (= jüngere) Niederterrasse aus der Jüngeren *Dryas*-Zeit abgrenzen.

Damit sind auch die alten Anschauungen von BÄRTLING (1921 a), BEYENBURG (1934) und DIENEMANN (1941) über eine teilweise fluvioglaziale Entstehungsweise der Talsande überholt. Ihre fluviatile Ablagerung sieht aber GRAHLE (in BOIGK et al. 1960), besonders im höheren Teil, durch äolische Einschaltungen unterbrochen.

Über die Stellung der Oberen Niederterrasse innerhalb der Weichsel-Kaltzeit haben zuerst ANDREE (1927) und STEUSLOFF (1951) aus dem Gebiet der Stever und Lippe Angaben gemacht. Diese wurden in neuerer Zeit aus dem Emsgebiet durch SPEETZEN (1979) ergänzt. Demnach begann die Sedimentation der Oberen Niederterrasse zu Anfang der Weichsel-Kaltzeit, schon im Frühglazial. Dies wurde im Blattgebiet durch eine pollenanalytische Untersuchung an Schlauchkernen der Bohrung Nr. 9 (vgl. Kap. 9) durch G. VONDER BRELIE (Geol. L.-Amt NW) bestätigt, der in den untersten Sedimenten ein für das Amersfoort-Interstadial bezeichnendes Pollenspektrum nachweisen konnte.

Die Entwicklung der Oberen Niederterrasse setzte also wesentlich früher ein, als es KRAMM & MÜLLER (1978) und MÜLLER (1978) annahmen, die stratigraphisch einengend nur die Sedimente des Spätglazials als Obere Niederterrasse bezeichneten.

Die Ablagerung der Oberen Niederterrasse setzte sich in wechselnder Intensität im Frühglazial fort, wurde nach den Befunden von KRAMM & MÜLLER (1978) und MÜLLER (1978) im Hochglazial unterbrochen und bildete sich dann erst wieder zu Beginn des Spätglazials weiter. Ihre Ausbildung endete nach THIERMANN (1973) schließlich in der Älteren *Dryas*-Zeit, denn sie wird von den Uferwällen der Alleröd-Zeit überlagert.

Die heute flächenhaft weite Verbreitung wird allgemein mit GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 198) auf die verstärkte Wasserführung, auch kleinerer Wasserläufe, zurückgeführt, deren Transportkraft daher sehr viel größer war, als es die heute kleinen Rinnsale vermuten lassen. Außerdem wurden diese Wildwasser auch kaum durch Pflanzenwuchs an einer ständigen Laufverlegung gehindert. Daneben haben aber sicherlich auch ganz seichte, auf dem zeitweise gefrorenen Untergrund weithin mehr flächenhaft fließende Wässer mit ihrer Sedimentation zur Entstehung der Talsandebenen beigetragen (K.-D. MEYER in K.-D. MEYER & SCHMID & WOLBURG 1977: 69).

Die am Anfang erwähnte, geradezu tischebene Oberfläche der Talsandebene läßt sich aber weder durch die fluviatile Ablagerung noch durch die äolische Überprägung erklären. Bei der Ausbildung dieser Flächen haben sicherlich auch periglaziale Umlagerungen (BRAUN in THIERMANN 1975 a) eine Bedeutung gehabt. Durch Solifluktionsvorgänge wurden auf dem gefrorenen Untergrund die kleinsten Reliefunterschiede ausgeglichen.

Die Mächtigkeit der Talsande geht über 15 m nur in Erdfallgebieten hinaus, sonst beträgt sie meist 3 – 5 m. An ihrer Basis ist oft eine schon von BAECKER (1963) erwähnte Grobsandlage ausgebildet. Die Talsande liegen durchweg diskordant auf verschiedenen älteren Quartär-Schichten, da es kurz vor ihrer Ablagerung zu einer verstärkten Erosion gekommen war, wie es bereits verschiedentlich erwähnt wurde.

Die Zusammensetzung der Oberen Niederterrasse zeigt eine außerordentliche Vielfalt. An der Tagesoberfläche herrschen gelbgraue Fein- und Mittelsande vor. Diese Sortierung ist teilweise durch die äolische Überprägung bedingt. Der überwiegende Teil der Sedimente der Oberen Niederterrasse hingegen stellt eine Wechselfolge aller Korngrößen vom Schluff bis zum Grobsand dar. Dabei herrschen insgesamt die feineren Körnungen vor (vgl. Kap. 9., Brg. Nr. 9).

Eine auffällige tonig-schluffige Ausbildung der Oberen Niederterrasse, mit dem Symbol w,Sl,ta bezeichnet, ließ sich in den Bauerschaften Twenhusen westlich Recke und Wolfer nördlich Mettingen von den übrigen Talsanden (w,S,ta) abtrennen. Schon die Aufnahmen der Reichsbodenschätzung verzeichneten auf diesen Flächen „lehmige Sande“. Wegen der Bindigkeit neigen sie beim Trocknen zur Klumpen- und Reißbildung. Daher sind sie dann auf den Ackerflächen sofort kenntlich. Die tonigen Bestandteile sind entweder mehr oder weniger gleichartig in der Talsandfolge verteilt wie bei Recke oder sie treten mehr bankweise auf wie bei Mettingen. Nahe am Steinkohlengebirge finden sich dort auch einzelne Lagen mit Kiesen eingeschaltet. Diese stammen von Fließerdezungen her, die sich am Hangfuß mit den Talsanden verzahnen. Die Vorkommen bei Recke aber sind durch die fluviatile Umlagerung der tonigen Ausschwemmungen aus der Grundmoräne hervorgegangen, die in der Bauerschaft Espel und im Langenhofer Moor ansteht. Die tonigen Ausschwemmungen wurden mehr als einen Kilometer nach Westen transportiert.

3.7.1.5.2.2. Uferwall (w,S,sw)

Die charakteristisch ausgebildeten Uferwälle begleiten im Blattgebiet allein die Talaue der Aa von der Bauerschaft Westerbeck im Osten bis hin zur Bauerschaft Twenhusen im Westen. Von dort setzen sie sich in dem Blattbereich Hopsten fort (vgl. BRAUN in THIERMANN 1975 a). Die übrigen kleineren Wasserläufe haben keine Uferwälle entwickelt.

Die Breite der Uferwälle liegt bei 300 – 400 m und geht nur stellenweise wie in der Bauerschaft Langenacker und bei Recke darüber weit hinaus. Sie erheben sich bis zu 3 m über die Niederterrassen-Ebene, der sie aufgesetzt sind. Durch Querrinnen oder durch ehemalige Mäander im Niveau der Talsandebene, wie es besonders in der Bauerschaft Twenhusen westlich Recke deutlich wird, gliedern sich die Uferwälle in einzelne flach schildförmige Hügelgruppen. Der in anderen Gebieten (vgl. THIERMANN 1973) so ausgeprägte Abhang der Uferwälle, an der dem Flußlauf abgewandten Seite, ist hier im Blattbereich flach und durch die anschließenden Flugdecksandfelder oft undeutlich gestaltet.

Zur Wasserseite hin sind die Hänge dagegen steiler. Die Uferwälle mit ihrer im Gegensatz zur tischebenen Talsandfläche mehr kuppig-welligen Oberfläche erreichen ihre größte Höhe meist nahe der Aa. Es entsteht dadurch der für Uferwälle so typische etwas asymmetrische Querschnitt.

Das Material der Uferwälle besteht aus feinkörnigen, meist eben- und weniger kreuzgeschichteten bis 2 m mächtigen Sanden, denen selten auch grobkörnige Lagen eingeschaltet sind. Bemerkenswert sind die im höheren Teil stellenweise eingelagerten lößähnlichen Feinsande. Sie wurden schon aus dem Bereich der Ems beschrieben (THIERMANN 1970 b, 1973). Bei der Kartierung wurden sie nur im östlichen Teil des Blattgebietes, in den Uferwällen südlich der Düsterdiecker Niederung als etwa 1 cm mächtige Einschaltungen festgestellt. Dieses Material stammt wahrscheinlich aus dem ausgedehnten Lößgebiet bei Mettingen.

Ursprünglich wurden wie bei HESEMANN (1950 a) und KELLER (1950) die Uferwälle nur als unruhig ausgebildete Teile der Niederterrasse angesehen oder gar wie bei HEMPEL (1963) als saalezeitliche Aufragungen gedeutet. GRABERT (1952) und GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 201) hatten diese Bildungen als Flußbegleitedünen aufgefaßt, deren Sand den Aufwehungen aus der Talaue entstammen sollte.

Sehr viel zwangloser lassen sie sich aber als Uferwälle deuten, wie sie schon von BRAUN (1965) vom Niederrhein und THIERMANN (1968, 1970 b, 1973, 1974) von der Ems und der Vechte beschrieben wurden. Ihre rezente Bildung wird von WILHELMY (1958) und REINECK & SINGH (1973) erläutert.

Danach entstanden die Uferwälle bei Hochwasser, wenn das Wasser über die Ufer der damaligen Stromrinne trat und flächenhaft verbreitert dahinfloß. Dabei erlahmte am Rande der Flußrinne die Transportkraft des Wassers, und die im Wasser mitgeführten Sande lagerten sich als flach nach den Seiten abfallende Uferwälle ab.

Die heutige holozäne Aa fließt links des Uferwalles; nur am Langenhofer Moor und an der Hammer-Mühle in der Bauerschaft Twenhusen wird sie an beiden Ufern begleitet. Einen Hinweis auf den ursprünglichen Verlauf der kaltzeitlichen Aa, in einer von den Uferwällen begrenzten Stromrinne, geben die langgestreckten Talungen mit dem Talsand an der Tagesoberfläche östlich und westlich Recke. Bei einer größeren Überschwemmung hat die Aa ihr eingegengtes Bett verlassen und sich ihren Weg parallel dazu auf der Talsandebene gesucht.

Die Uferwälle bildeten sich sicherlich nicht in einem kontinuierlichen Vorgang, sondern ihre Entstehung war von Ruhepausen unterbrochen. Aus diesen Zeiten stammen die immer wieder zu beobachtenden Einschaltungen kreuzgeschichteter, gleichkörniger äolischer Sande. Diese äolische Überprägung gewann dazu nach dem Abschluß der Uferwallbildung hier eine größere Bedeutung als an Ems und Vechte. Ähnlich wie bei Hopsten (BRAUN in THIERMANN 1975 a: 101) zeigte sich auch im Blattgebiet bei Aufgrabungen und in vorübergehenden Aufschlüssen stets eine Flugdecksandüberkleidung bis etwa 1 m Mächtigkeit. Diese auf der geologischen Karte auch dargestellte Überwehung ist jedoch weithin durch die Ackerbaukultur und Plaggenesch-Auflage (s. Kap. 8.) verwischt oder durch die Bebauung wie in Recke nicht mehr zu untersuchen.

Die Entstehung der Uferwälle fällt in die Alleröd-Zeit. Der für dieses Interstadial typische Usselo-Horizont (ERBE 1958, EDELMAN & MAARLEVELD 1958) fand sich in den Uferwällen der Ems südlich Rheine (THIERMANN 1970 b, 1973). Es ist dies ein Bodenhorizont mit fingerartigen Ausstülpungen nach oben und unten (s. S. 89).

3.7.1.5.3. Windablagerungen

Zur Zeit der größten Ausdehnung des Inlandeises im Norden Europas herrscht im Blattgebiet ein besonders intensives Periglazialklima. Aus der damals von pflanzlichem Bewuchs fast freien Talsandebene mit den Uferwällen, aber auch aus älteren pleistozänen Ablagerungen wie der Grundmoräne und den Schmelzwassersanden sowie dem Verwitterungsschutt des Gebirges, wurde das feinere Material ausgeblasen. Dies setzte sich in geringerem Maße wegen der zunehmend stärker hervortretenden Vegetation bis in das Holozän hinein fort.

Der feinkörnige Staub wurde als Löß abgelagert, der weniger feinkörnige als Sandlöß. Der Feinsand wurde als Flugdecksand und Dünen wieder sedimentiert. Alle drei Faziesbereiche treten ähnlich wie im südlich anschließenden Raum (THIERMANN 1970 a) auch im Blattgebiet auf. Dabei beschränken sich der Sandlöß und der meist zu Lößlehm verwitterte Löß auf die Höhen und Flanken der Ibbenbürener Karbon-Scholle im südöstlichen Teil des Blattgebietes. Die Grenzen sind naturgemäß nicht sehr scharf, sie gehen vielmehr durch einen wechselnd breiten Verzahnungsbereich fließend ineinander über. Wenn auf der geologischen Karte dennoch Grenzen in Anlehnung an die Ergebnisse der Reichsbodenschätzung eingetragen sind, so sollen sie mehr einen Anhalt über die Verbreitung der Faziesglieder überhaupt geben.

Aufgrund von Korngrößenanalysen, bei denen das Verhältnis von Flugsand und Löß ausgewertet wurde, kam KELLER (1954 a) zu der Vorstellung einer auf der Karbon-Scholle nach Nordosten abnehmenden Korngröße und schloß daraus auf eine Hauptwindrichtung der damaligen Zeit aus Südwesten. Dem widersprechen aber die neueren Überlegungen von FLOHN (1969), wonach zumindest für die Zeit des Hochglazials mit seinen tiefen Temperaturen, in Westeuropa das ganze Jahr über kalte östliche Winde vorherrschten.

Auf Winde aus dieser Richtung weist die Beschränkung der Löß-Vorkommen auf dem südöstlichen Teil des Blattgebietes hin. Dort und weiter östlich davon stehen als Ausgangsmaterial für die Löß-Ausblasungen weithin die tonigen Gesteine des Mesozoikums und örtlich des Paläozoikums an (KEILHACK 1917, WORTMANN 1942, MERKT 1968). Nach Westen und Norden tauchen sie unter die sandigen Ablagerungen des Pleistozäns ab. Daher tritt dort nur Flugsand auf. Allerdings wurden die Lössen in der Spätglazialzeit stellenweise durch die dann vorherrschenden Westwinde (VIERHUFF 1967) wieder umgelagert.

Während E.-H. MÜLLER (1959) eine weitgehende Altersgleichheit von Löß, Sandlöß und Flugsand hervorhebt, betont ARNOLD (1960), daß der Löß und Sandlöß hauptsächlich dem Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit, der Flugsand aber meist dem Spätglazial entstammt. Diese Vorstellung wurde von VIERHUFF (1967), MERKT (1968), HAASE & LIEBEROTH & RUSKE (1970) und LANG (1974) für den Löß etwas modifiziert.

Die eigentliche Löß- und Sandlöß-Ablagerung begann danach erst im Hochglazial und nach dem Denekamp(= Paudorf)-Interstadial. Die Höhepunkte der Sedimentation lagen jeweils in den kühleren Abschnitten, im Brandenburger und im Pommerschen Stadium. Während die Löß-Ablagerung mit dem Hochglazial auch abschloß, setzte sich die Sandlöß-Sedimentation noch bis in das Spätglazial hinein fort und endete erst im Alleröd-Interstadial (vgl. auch Tab. 7, S. 73).

Nach den Ergebnissen der Kartierung sowie GRABERT (1952) und E.-H. MÜLLER (1959) reicht die Flugsandaufwehung zeitlich wesentlich weiter und geht über die Weichsel-Kaltzeit hinaus noch bis in das Holozän hinein. Dort, wo die Flugsande den Talsanden auflagern, sind die Talsande in den obersten Dezimetern durch einen Brodelboden ausgezeichnet. Er entstand während der Periglazialzeit und vor Ablagerung der Flugsande.

An der Untergrenze von Löß, Sandlöß und Flugdecksand treten durchweg Steinsohlen mit Windschliff auf, sofern der Untergrund aus Festgesteinen, Kiesen oder sonst steinführendem Material besteht.

Die Dünen und Flugdecksande wurden offenbar nicht in einem kontinuierlichen Vorgang abgesetzt. So konnte ARENS (1964) im Westen, weit außerhalb des Blattgebietes bei Stadtlohn, drei Generationen von Flugsanden unterscheiden, die durch Bodenbildungen aus dem Bölling- und dem Alleröd-Interstadial (Usselo-Horizont) getrennt wurden.

Eine gleiche Dreigliederung stellte auch BRUNNACKER (1973) im Blattgebiet südlich des Mittellandkanals am Rande der Düsterdiecker Niederung in dem ausgedehnten Flugdecksandfeld fest. Der Usselo-Horizont wurde bei der Kartierung auch in einer Sandgrube (R 12970; H 07 750) südlich des Hofes Stegemann in der Bauerschaft Wolferhaarer Feld nördlich Recke aufgefunden.

Ausführlicher wurde dieser Usselo-Horizont aus dem Emsland von ERBE (1958) und GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 199) und aus den Niederlanden von EDELMAN & MAARLEVELD (1958) beschrieben.

Der Usselo-Horizont besteht aus einer etwa 10–15 cm mächtigen humosen Lage mit auffälligen, fingerartigen Ausstülpungen nach oben und unten, denen sich nach unten ein ebenso mächtiger Horizont aus gebleichtem Sand anschließt. Holzkohlenreste kommen in beiden Horizonten vor. FRECHEN & LIPPOLT (1965) konnten in den Ablagerungen des Alleröd-Interstadials auch vulkanische Tuffe nachweisen, die auf Vulkanausbrüche im Gebiet des Laacher Sees zurückgeführt werden.

Ihr vorläufiges Ende fand die Aufwehung der älteren Dünen und Flugsande erst im beginnenden Holozän im Präboreal. Erst in dieser Zeit entstand der so ausgeprägte Podsolhorizont als Abschluß. Heute sind die Flugdecksandfelder, besonders aber die Dünen, in ihrer äußeren Form durch die landwirtschaftliche Kultur stark überprägt. Wegen der größeren Entfernung ihrer Oberfläche zum Grundwasserspiegel werden sie meist nur für den Ackerbau genutzt. In der Nähe älterer Höfe tragen sie daher oft eine mehrere Dezimeter mächtige Auflage humoser Sande, die aus der bis in unser Jahrhundert reichenden Plaggendüngung stammen.

3.7.1.5.3.1. Löß (Lö)

Der ursprüngliche, unverwitterte Löß ist im Blattgebiet nirgends mehr erhalten, wie es schon TIETZE (1912), A. EBERT (1954) und THIERMANN (1970 a) aufgefallen war. Er ist vielmehr zu einem tiefgrundigen Lößlehm verwittert. Er besteht vorwiegend (bis zu 60 %) aus gelbbraunen Schluffen mit lagenweise oder beigementen Tonen (um 25 %) und Fein- und Mittelsanden (bis höchstens 15 %). Diese Sande bilden nur stellenweise nach dem Liegenden auch regelrechte Sandlagen.

Die Verbreitung des Lösses beschränkt sich auf das Gebiet südlich und südöstlich Mettingen auf die Höhen der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Der Löß bildet hier größere zusammenhängende Flächen. Nur stellenweise tritt das unterlagernde Oberkarbon inselförmig hervor. Die Mächtigkeit des Lösses nimmt von wenigen Dezimetern auf den exponierten Höhen bis auf etwa 5 m am Fuß der Hänge zu. Wahrscheinlich ist der Löß an den Unterhängen meist verschwemmt oder periglazial umgelagert und müßte so als Fließerde (s. Kap. 3.7.1.5.1.) dargestellt werden. Diese Verlagerungen lassen sich aber weder im Bohrstock noch morphologisch erkennen, allein Aufschlüsse lassen eine Entscheidung zu. Diese aber sind sehr selten und lassen sich nur durch Aufgrabungen in größerer Zahl schaffen. Aus wirtschaftlichen Gründen wurde davon abgesehen und die gesamte Fläche als Löß dargestellt (vgl. hierzu den von ROHDE in LEPPER et al. 1976: 71 eingeführten Begriff der „Löß-Deckfolge“).

Der mächtigere Lößlehm führt im Landschaftsbild zu einer unruhig-welligen Geländemorphologie, für die tief eingeschnittene, von sehr steilen Hängen begrenzte Bachrisse und Hohlwege typisch sind. Nach Westen nimmt mit zunehmendem Sandgehalt die Standfestigkeit ab, damit werden die Hänge flacher.

3.7.1.5.3.2. Sandlöß (Löss)

Mit einer unscharfen Grenze geht der Löß in einen stark sandstreifigen Lößlehm über, der im folgenden als Sandlöß (FIEDLER & ALTERMANN 1964, VIERHUFF 1967, LANG 1974) bezeichnet wird. Früher war auch der Name Flottsand und Flottlehm üblich. Er besteht aus einer engen Wechselfolge von gelbbraunen Schluffen (bis zu 50 %), Tonen (bis zu 9 %) und Sanden (bis zu 40 %). In den Wegeanschnitten östlich des Querenberges läßt sich der Aufbau gut studieren. Der Sandlöß ist hier ähnlich tiefgründig verwittert wie der Löß.

Das Verbreitungsgebiet des Sandlösses umgibt kranz- und girlandenförmig den lößbedeckten Raum. Somit beschränken sich die Sandlöß-Vorkommen auf den Nordhang der Ibbenbürener Karbon-Scholle zwischen Schlickelde und Mettingen. Die weithin unscharfe Grenze zum Löß wurde in enger Anlehnung an die Ergebnisse der Reichsbodenschätzung und der bodenkundlichen Aufnahmen (s. Kap. 8.) gezogen.

Die Mächtigkeit des ebenfalls wohl größtenteils nachträglich verschwemmten oder periglazial umgelagerten Sandlösses geht selten über 5 m hinaus. Meist liegt sie um 2 m. Die Standfestigkeit des Sandlösses ist gegenüber dem Löß geringer. Die Hohlwegseiten und die Hänge sind daher weniger steil.

3.7.1.5.3.3. Älterer Flugdecksand (S,a(1))

Die älteren Flugdecksande gehören zu den an der Oberfläche des Blattgebietes mit am weitesten verbreiteten Ablagerungen des Quartärs. Ihre größte Mächtigkeit reicht bis 3 m. Wenn die Bedeckung nur die obersten Dezimeter des Ackerbodens betrifft, ist sie nicht ge-

sondert dargestellt. Wird sie etwas mächtiger bis 1 m, so ist sie auf der Karte mit einer Schraffur, wie zum Beispiel südwestlich Recke in der Bauerschaft Schweighaar kenntlich gemacht.

Größere, zusammenhängende Flugsandfelder lagern auf der Talsandebene bei Recke, Schlickelde und südöstlich des Vinter Moores. Sie bestimmen das Landschaftsbild durch ihre wellige unruhige Oberfläche, die außerdem dort im Bereich der Talsandebene stets etwas höher liegt. Charakteristisch für die älteren Flugdecksande ist ihr ausgeprägtes Podsolprofil (vgl. Kap. 8.2.1.3.), das aber örtlich auch sekundär durch Plaggenhieb, Abgrabung, Ausblasung oder dergleichen fehlen kann.

Die Flugsande bestehen aus gelbbraunen, lebhaft kreuzgeschichteten Feinsanden, denen stellenweise, insbesondere in der Nähe der Nachschüttsande wie nordöstlich von Schlickelde, auch Sande gröberer Körnung eingelagert sind. Schluffe treten in der Nähe von Löß, Sandlöß und tonigen Festgesteinen auf.

Lagern die Flugsande in Mächtigkeiten zwischen 1 – 1,9 m auf der Grundmoräne, wie es im Bereich der Bauerschaft Espel nördlich Schlickelde festgestellt wurde, so finden sich darin immer wieder bis zu walnußgroße Gerölle. Ihr Auftreten widerspricht aber nur scheinbar einer Deutung der Schichten als Flugsand. Es handelt sich hierbei vielmehr um Gerölle aus der unterlagernden Grundmoräne, die während der jeweils kälteren Jahreszeiten allmählich „hochgefroren“ sind. Diese Gerölle ließen die Kälte wegen ihrer besseren Leitfähigkeit gegenüber dem umgebenden Lockermaterial schneller in den Boden eindringen und damit die unter ihnen befindliche Feuchtigkeit jeweils eher unter Volumenausdehnung gefrieren. Nach dem Abtauen dieser Eislin sen rutschen die Gerölle nicht wieder auf das alte Niveau zurück, da von den Rändern feinkörniges Material sich am Boden des ehemaligen vom Eis geschaffenen kleinen Hohlraums ansammelte. Dadurch hob en sich die Gerölle im Laufe der Jahrtausende bis in das Niveau der Flugsande an.

3.7.1.5.3.4. Ältere Dünen („d(1))

Eine vorherrschende Streichrichtung der älteren Dünen, wie sie KEILHACK (1917) in bestimmten Räumen Norddeutschlands aufgefallen war, ließ sich hier nicht feststellen. Auffällig ist lediglich, ähnlich wie im Blattgebiet 3711 Bevergern (GRABERT 1952, THIERMANN 1970 b), die stellenweise, wie in der Bauerschaft Haarhof, ausgeprägte Ost – West-Richtung der Strich- und Walldünen, der in der Bauerschaft Blankenriede, etwa 4 km nordöstlich Mettingen, eine Nord – Süd-Richtung gegenübersteht. Die äußere Form der Dünen stellt das Ergebnis der Wechselwirkung zwischen Bewuchs, Relief und Windtransport dar. Die typischen, hufeisenförmigen Barchane sind nur selten, wie etwa in Steinbeck, ausgebildet.

Die Verbreitung der Dünen beschränkt sich auf das nördliche Vorland der Karbon-Scholle. Sie erheben sich bis zu einer Höhe von 3 m über ihre Umgebung, selten sind sie höher. Ihre Breite reicht an der Basis von wenigen Metern bis zu 400 m, meist sind sie jedoch um 100 m breit. Ihre stellenweise etwas gewundene Längserstreckung kann wie im Kreienfeld nördlich Recke bis zu 2 km betragen.

Da die Dünen nur eine morphologische Varietät der Flugdecksande darstellen, ist ihre gegenseitige Abgrenzung oft nur schwer möglich. Auf den Talsandflächen sind sie dagegen durch deutlich ausgebildete Geländeknicke stets gut abzugrenzen. Meist ist aber diese Grenze durch die Landwirtschaft verändert. Die Oberfläche der Dünen ist durchweg wellig, kuppig und durch teilweise sehr steile Hänge gekennzeichnet, ohne daß aber jenes, für die

Dünen typische, äußerst unruhige Relief entsteht. Dieser Gegensatz läßt sich besonders gut in der Bauerschaft Kreienhaar nördlich Recke beobachten. In der Nähe alter Bauernhöfe tragen die Dünen oft eine mächtige Plaggenauflage (s. Kap. 8. 2.4.1.), dadurch erhalten sie durchweg eine flachwellige, sanftere Form.

Das Material besteht ähnlich wie bei den älteren Dünen aus fein- und gleichkörnigen, gleichkörnigen Feinsanden, denen gelegentlich auch gröbere Sande eingeschaltet sein können. Nach oben hin sind auch die Dünen durch ein gut ausgebildetes Podsolprofil mit einem ausgeprägten Ortsteinhorizont abgeschlossen (vgl. auch Kap. 8.2.1.3.).

3.7.2. Holozän

Die Schichten des Holozäns, als dem jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte, lassen sich nicht durch eine scharfe Grenze von denen des jüngsten Pleistozäns abtrennen. In das Holozän fällt vor allem auch die Ausgestaltung der Talauen und die Entwicklung des im Blattbereich bedeutsamen Vinter Moores zusammen mit den Niederterrassen und anmoorigen Bildungen. Hinzu kommt die zunehmende Einwirkung des Menschen.

3.7.2.1. Windablagerungen

Wie es bereits im Kapitel 3.7.1.5.3. dargelegt wurde, reicht die Ablagerung der älteren Flugdecksande und Dünen noch in das Holozän hinein. Darüber liegen stellenweise die ausschließlich holozänen, jüngeren Aufwehungen. Auch diese sind durch eingeschaltete Bodenbildungen oder Torfe zu gliedern. So wurde durch REHAGEN (1964) in den jüngeren Flugdecksanden der Rodder Mark im Bereich des Blattes 3711 Bevergern (THIERMANN 1970 b) ein Bruchwaldtorf aus dem Subboreal nachgewiesen. Bodenbildungen des gleichen Alters hat MAAS (1955) in Nachbarräumen aufgefunden. HAMBLOCH (1958) konnte bei Harsewinkel auch eine subatlantische Bodenbildung feststellen. Eine solche Trennung ließ sich aber im Blattgebiet in flächenhafter Darstellung nicht durchführen; die jüngeren Dünen wurden vielmehr ähnlich wie die älteren als jeweils eine Einheit dargestellt.

Großflächig verbreitete jüngere Flugdecksandfelder treten im Gegensatz zu den westlich liegenden Räumen (THIERMANN 1970 b, 1973) im Blattgebiet nicht auf. Hier entstanden nur die räumlich enger umgrenzten jüngeren Dünen.

Nach oben werden diese holozänen Aufwehungen mit einem eben angedeuteten podsoligen Horizont (Podsol-Ranker) oder auch gänzlich ohne Bodenbildung abgeschlossen. Dieser obere Teil wurde nach MAAS (1955) hauptsächlich in geschichtlicher Zeit, etwa während der großen mittelalterlichen Rodungen zwischen 800 und 1000 n. Chr. abgelagert.

Mit etwas schwächerer Intensität haben sich die Sandverfrachtungen bis weit in das 19. Jahrhundert hinein wegen des Plaggenhiebs für die Plaggendüngung fortgesetzt, wie es schon BRANDT (1950) vermutete.

3.7.2.1.1. Jüngere Dünen („d(2)“)

Die älteren Dünen und die Flugdecksande wurden im Blattgebiet an einigen wenigen Stellen von einer jüngeren Dünengeneration überlagert. Diese allerdings kleinen, nur wenige 100 m breiten Dünen fanden sich beim Hof Stegmann in der Bauerschaft Kreienhaar nördlich Recke und südlich des Vinter Moores am Napoleondamm und in den Bruchwiesen.

Eine bestimmte, allgemein vorherrschende Streichrichtung läßt sich wie bei den älteren Dünen ebenfalls nicht bemerken. Die Oberfläche der jüngeren Dünen ist außerordentlich

unruhig und wellig-kuppig. Die Hänge der bis zu 2 m hohen Dünen sind sehr steil, langgestreckte Dünenzüge fehlen, vielmehr sind es einzelne im Grundriß runde bis ovale Hügel. Dieses Relief im Verein mit der fehlenden oder nur schwach entwickelten Bodenbildung ermöglichen eine Abgrenzung dieser jüngeren Dünen.

Das Material besteht ähnlich wie bei den älteren Dünen aus fein- und gleichkörnigen, gelbbraunen, kreuzgeschichteten Sanden, denen stellenweise auch Sande gröberer Körnung eingelagert sind.

3.7.2.2. Bach- und Flußablagerungen

Die Ablagerungen in den Talauen (SCHIRMER in WOLSTEDT & DUPHORN 1975) weisen von den holozänen Sedimenten die größte Mannigfaltigkeit auf. Neben Sanden und Schluffen, die vom fließenden Wasser abgelagert wurden, finden sich häufig in den Senken auch moorige Bildungen. Die Übergänge sind oft unscharf, ein rascher Fazieswechsel ist typisch.

Die Talauen in dem Gebirgsland der Karbon-Scholle sind meist nur wenige Meter breit aber bis zu 50 m und mehr tief eingeschnitten. Diese schon im Pleistozän begonnene und im Holozän fortgesetzte, tiefgehende Ausräumung hat ihre Ursache in dem großen, um 100 m betragenden Höhenunterschied zwischen der Karbon-Scholle im Süden und dem Flachland im Norden. Dadurch war stets ein starkes Gefälle gegeben.

An den sandigen, von Fließerde oder Löß bedeckten Unterhängen wie bei Steinbeck oder Mettingen sind keine Talböden entwickelt. Diese Erscheinung fand sich auch in den benachbarten Gebieten (THIERMANN 1970 a, b, 1973) und wurde schon von A. EBERT (1954) mit dem Versickern des Wassers in den Sanden erklärt.

In die Talsandflächen sind die Talauen meist nur wenige Dezimeter tief eingeschnitten. Ihre Ränder sind oft durch die landwirtschaftliche Nutzung überprägt und teilweise eingeebnet. Zuweilen aber sind sie auch steiler abgestochen, um einen gleichmäßigen Abstand zum Grundwasser und eine größere Wiesenfläche zu erhalten. Nach der topographischen Aufnahme 1:25 000 der Königlich Preußischen Landesaufnahme aus dem Jahre 1895, also vor der allgemein großflächig in diesem Raum einsetzenden Kultivierung, ließen sich gerade die Talböden gut kartieren, da sie meist mit anderem Bewuchs als ihre Umgebung dargestellt waren.

Im ehemaligen Staubereich oberhalb der alten Mühlen wie der Hammer-Mühle in der Bauerschaft Twenhusen und bei Steinbeck sind die natürlichen ursprünglichen Verhältnisse kaum mehr erkennbar.

Deutlicher ausgeprägt sind die Talauen im Bereich der Uferwälle der Recker (= Mettinger) Aa. Viele der kleineren Talböden im Oberlauf werden heute nicht mehr von Wasserläufen durchzogen. Dies hat in erster Linie klimatische Ursachen, hängt aber auch mit dem Ausbau der Drainagen und der allgemeinen künstlichen Tieferlegung des Grundwasserspiegels zusammen. Hinzu kommen die Auswirkungen des Bergbaus in der Karbon-Scholle, denn nach KÖTTER & MAUSOLF (1962), BÄSSLER (1970) und THIERMANN (1970 a) fließt der größte Teil der Niederschläge auf der Karbon-Scholle und teilweise durch das Vorland nicht mehr oberirdisch ab, sondern sitzt den Tiefbauen zu (vgl. auch Kap. 6.1.). Die Talböden liegen daher trocken, und neues Material wird weder zugeführt, fortgetragen noch umgelagert.

3.7.2.2.1. Auensand (**Sl,ta;S,ta**)

Das Material in den Talauen der Ibbenbürener Karbon-Scholle im Bereich der Bauerschaft Bockraden und seiner Umgebung zeigt die größte Mannigfaltigkeit, ohne daß scharfe Grenzen zu ziehen sind. Auf der Karte wurde ihre Füllung einheitlich als toniger Sand mit dem Symbol **Sl,ta** angegeben, obwohl örtlich naturgemäß große Abweichungen vorkommen können. Besonders in den höheren Lagen findet sich oft eine, meist allerdings nur wenige Dezimeter mächtige, Wechselfolge von umgelagerten sandigen und steinigen Fließerden, herabgeschwemmtem Verwitterungsschutt, sandigem Schluff und stellenweise auch größeren nordischen Geschieben. Bedeckt wird diese Folge meist von fein- bis mittelkörnigen, tonig-schluffigen Sanden.

Ebenfalls tonig-schluffige Sande, die jedoch das ganze, bis 2 m mächtige Auenprofil einnehmen, wurden an manchen Stellen der Auen der Recker (= Mettinger) Aa aufgefunden. Die tonig-schluffige Komponente entstammt hier wahrscheinlich den Ausspülungen der Lößgebiete und der Grundmoränen-Flächen, während die Sande wohl aus den Talsanden und den Flugdecksanden herzuleiten sind.

Die durchweg nur wenige Dezimeter mächtigen Talböden im Niederterrassen(= Talsand)-Gebiet bestehen sehr einheitlich aus feinkörnigem, gelbbraunem bis grauweißen, stellenweise etwas humosen Sand (**S,ta**).

3.7.2.2.2. Auenlehm (**L,ta**)

Auenlehme treten im Blattgebiet in weiter Verbreitung nur in der Umgebung von Mettingen auf. Dort stehen nämlich als Liefergebiet weithin Löß und Sandlöß an. Eine solche Verknüpfung war in anderen Gebieten schon MENSCHING (1951) aufgefallen. Aus dem herausgeschwemmten, feinen tonigen und schluffigen Material sind die Auenlehme entstanden. In der Bauerschaft Nierenburg verbergen sich in den Auenlehmen sicherlich auch umgelagerte, verwitterte Tone des Juras.

Der Auenlehm besteht aus gelbbraunem verwittertem, sonst grauem und nur an wenigen Stellen auch etwas feinsandig-schluffigem Ton bis höchstens 2 m Mächtigkeit. Nördlich Mettingen, im Tal der Mettinger Aa geht er meist schon im ersten Meter nach unten in Auensande über.

Da bisher noch keine organischen Einschaltungen im Auenlehm des Blattgebietes gefunden wurden, ist die Zeit seiner Entstehung im Holozän noch nicht geklärt. In den Tälern der Leine und Weser wurden nach LÜTTIG (1960) zuerst Auenlehme im jüngeren Atlantikum abgelagert, danach folgte die zweite Ablagerungsperiode mit dem Beginn des frühen Mittelalters, als durch den zunehmenden Ackerbau weite Waldflächen gerodet wurden.

3.7.2.2.3. Raseneisenstein (**Er**)

In den grundwassernahen und daher feuchten Senken der Talauen und der Talsandebene sind stellenweise an der Oberfläche oder auch unter 2-3 dm feinkörniger Sande knollig-knauerige, höchstens faustgroße, schlackenartige Klumpen von Raseneisenstein angetroffen worden. Die rostbraunen, wechselnd festeren oder zerreiblichen Blöcke sind meist durch Sand verunreinigt und kommen nur nesterartig vor, ohne sich zu richtigen Blöcken zusammenzuschließen.

Da die Vorkommen oft nur einige wenige Quadratmeter große Ausdehnung haben, wurden sie auf der geologischen Karte nicht dargestellt. Nur nordwestlich Rothertshausen beim Haarhof wurden größere Vorkommen entdeckt und auf der Karte abgegrenzt.

Die Ausfällung des aus Eisenhydroxid $\text{Fe}(\text{OH})_3$ bestehenden Sumpferzes geschah durch Oxidation des zunächst durch Humusschutzkolloide noch gelösten Eisens. Diese Humuskolloide kommen nach FIEGE (1950) und NOLLAU (1970) besonders in der Nähe von Anmooren und Niedermoortorfen vor. Sie ermöglichen dem so gelösten Eisen zu wandern. Die Raseneisenstein-Ausfällung ist daher, wie auch hier im Blattgebiet, besonders häufig an die Nachbarschaft von Mooren geknüpft.

3.7.2.3. Moorbildungen

3.7.2.3.1. Hochmoor (,Hh) (H.-W. REHAGEN)

Als lebendes Hochmoor bedeckte früher das Vinter Moor nicht nur weite Gebiete im nördlichen Bereich des Blattes Mettingen, sondern es erstreckte sich noch tief in den Raum des im Norden angrenzenden Blattes 3512 Voltlage hinein. Durch Entwässerung, Torfstich und landwirtschaftliche Kultivierung ist seine ursprüngliche Gestalt zerstückelt worden und in Teilen gar zerstört (HEINROTH 1969); heute tragen die verbliebenen Bruchstücke unterschiedliche Flurbezeichnungen. Aus verschiedenen Bereichen wurden neben kürzeren Probenfolgen drei Torfprofile geborgen, um die Entwicklung des Moores und die der Vegetation zu ermitteln. Den umfassendsten Einblick brachte das im folgenden beschriebene Profil (R 12 520, H 05 720):

0- 3 cm	Jüngerer Hochmoortorf, erdig verwittert
3- 30 cm	Jüngerer Hochmoortorf, mittel- bis dunkelbraun, mäßig zersetzt, vereinzelt mit <i>Eriophorum</i> (Wollgras) und <i>Calluna</i> -Reisern (Heidekraut)
30-150 cm	Jüngerer Hochmoortorf, teils mittel- und teils dunkelbraun, mäßig bis stärker zersetzt, bei 40 cm eine dünne Bleichsandschicht, zwischen 100-135 cm reichlich <i>Eriophorum</i> , gelegentlich <i>Calluna</i> -Reiser
150-165 cm	Älterer Hochmoortorf, dunkel- bis schwarzbraun, stark zersetzt
165-180 cm	Birken-Übergangswaldtorf, schwarzbraun, sehr stark zersetzt
180-210 cm	Bruchwaldtorf, schwarz- bis schwarzbraun, sehr stark zersetzt, teilweise mit verkohlten Holzresten, nach unten sandig werdend
210 cm	Sand, mittelfein, anfangs dunkelbraun, in Bleichsand übergehend (Obere Niederterrasse)

Anhand dreier Pollendiagramme wird die Vegetationsgeschichte graphisch dargestellt (Abb. 15). Diagramm A, auf das im Text allgemein Bezug genommen wird (wenn nicht anders vermerkt), enthält alle gezählten Pollenkörner, wobei die Summe aller Baumpollen (BP) 100% entspricht, *Corylus* (Hasel) ausgenommen. Unter der Summe der Kulturanzeiger in Diagramm A wurden zusammengefaßt: Getreide, *Fagopyrum* (Buchweizen), *Plantago* (Wegerich), *Rumex* (Ampfer), *Artemisia* (Beifuß) und *Chenopodiaceae* (Gänsefußgewächse). Beim Pollendiagramm B wurden *Salix* (Weide), *Betula* (Birke) und

Pollendiagramm A

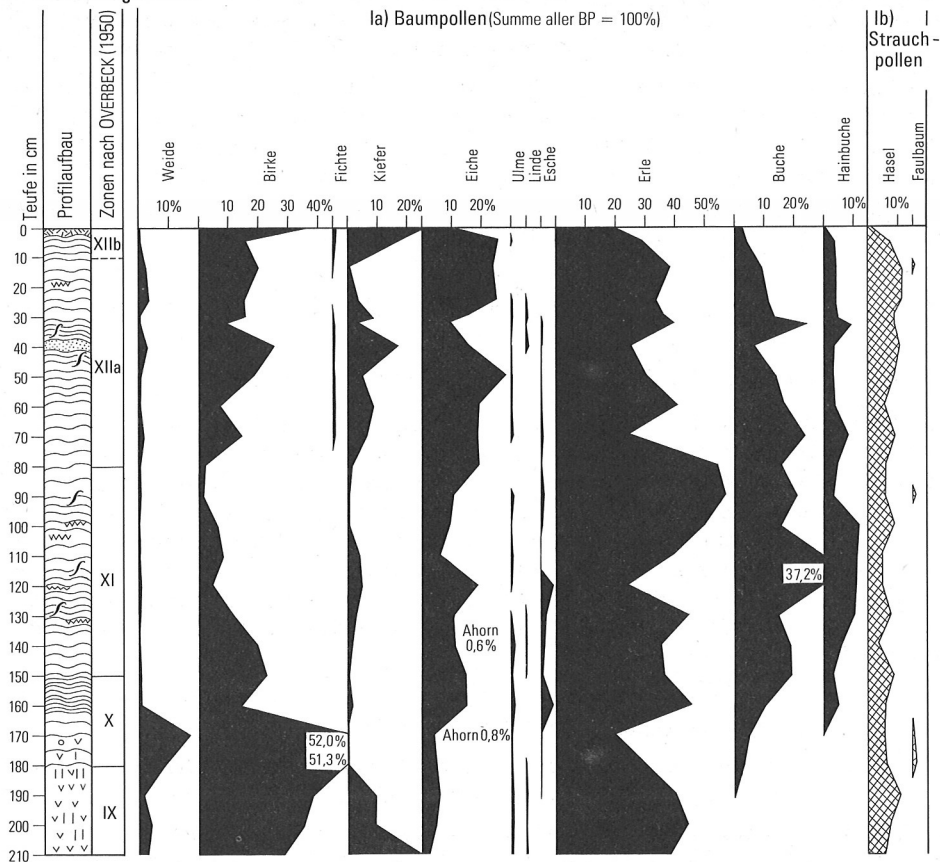
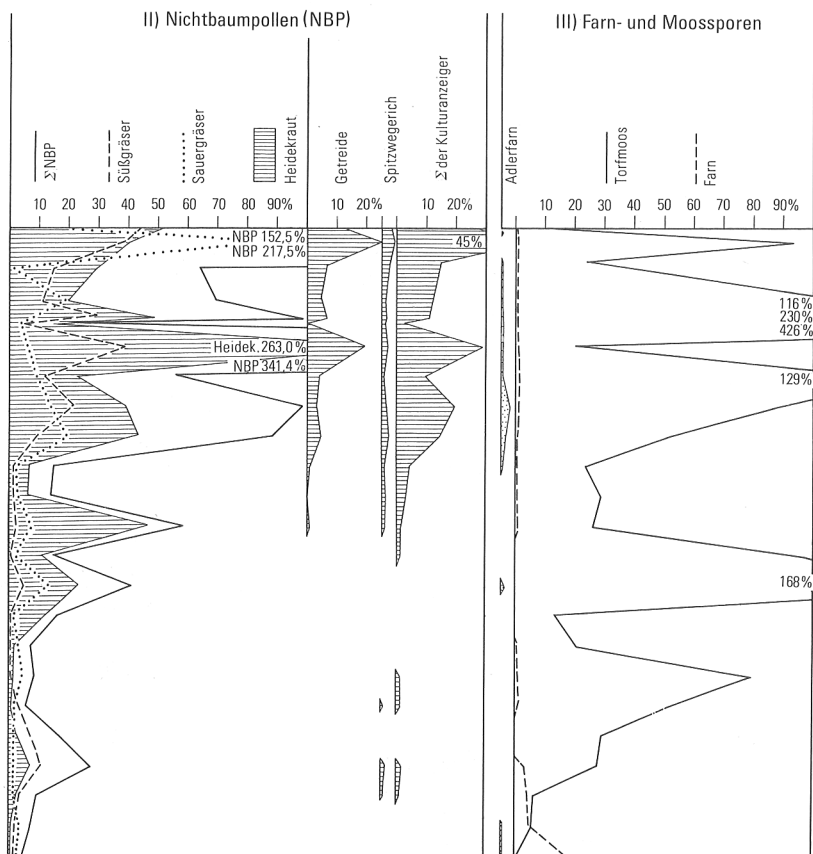


Abb. 15. Vereinfachtes Pollendiagramm des Vinter Moores; R 16 520, H 05 720. Die Proben wurden auf je 300 BP (Baumpollen) ausgezählt; für die Siedlungsgeschichte ist zusätzlich noch etwa das dreifache Material durchmustert worden. Die schwarz ausgefüllten Kurven ergeben zusammen die Baumpollensumme BP = 100 %; sie gilt als Bezugsbasis für alle anderen Kurven im Diagramm A + B. Unter der Summe der Kulturanzeiger wurden zusammengefaßt:

Alnus (Erle) aus der Baumpollensumme herausgenommen, da sie fast ausschließlich den lokalen Bewuchs repräsentieren und deshalb den regionalen Baumpollenniederschlag überdecken. Dabei kann zwar der Anteil dieser Bäume an den Feuchten Eichen-Birken- oder Eichen-Erlenwäldern nicht von dem des eigentlichen Moorrandbewuchses abgetrennt werden, doch läßt sich dieser Betrag bei bestimmten Fragestellungen vernachlässigen. Das Diagramm C hebt das Verhältnis zwischen Baumpollen und Nichtbaumpollen (NBP) deutlicher hervor und damit den Grad der Bewaldungsdichte oder



Getreide, *Fagopyrum* (Buchweizen), *Plantago* (Wegerich), *Rumex* (Ampfer), *Artemisia* (Beifuß) und *Chenopodiaceae* (Gänsefußgewächse). Abweichend ist im Pollendiagramm B die BP-Summe ohne *Salix* (Weide), *Betula* (Birke) und *Alnus* (Erle). Im Pollendiagramm C wurden BP-Kurven nicht mehr ausgezeichnet, wenn sie ständig unter der 2 %-Grenze lagen.

Siedlungsintensität einer Landschaft. Die Kurven der Baumpollen wurden in diesem Diagramm nicht mehr ausgezeichnet, wenn sie ständig unter der 2 %-Grenze liegen.

Die einzelnen Vegetationsabschnitte werden nach OVERBECK (1950) zoniert. Die angegebenen ^{14}C -Datierungen sind ungefähre Mittelwerte verschiedener Messungen aus dem nordwestdeutschen Raum sowie angrenzender Gebiete. Weitere pollenanalytische Untersuchungen liegen aus dem benachbarten Blatt 3611 Hopsten vor (REHAGEN in THIEMANN 1973) und dem Gebiet zwischen Ems und Hase (KRAMM 1978).

Pollendiagramm B

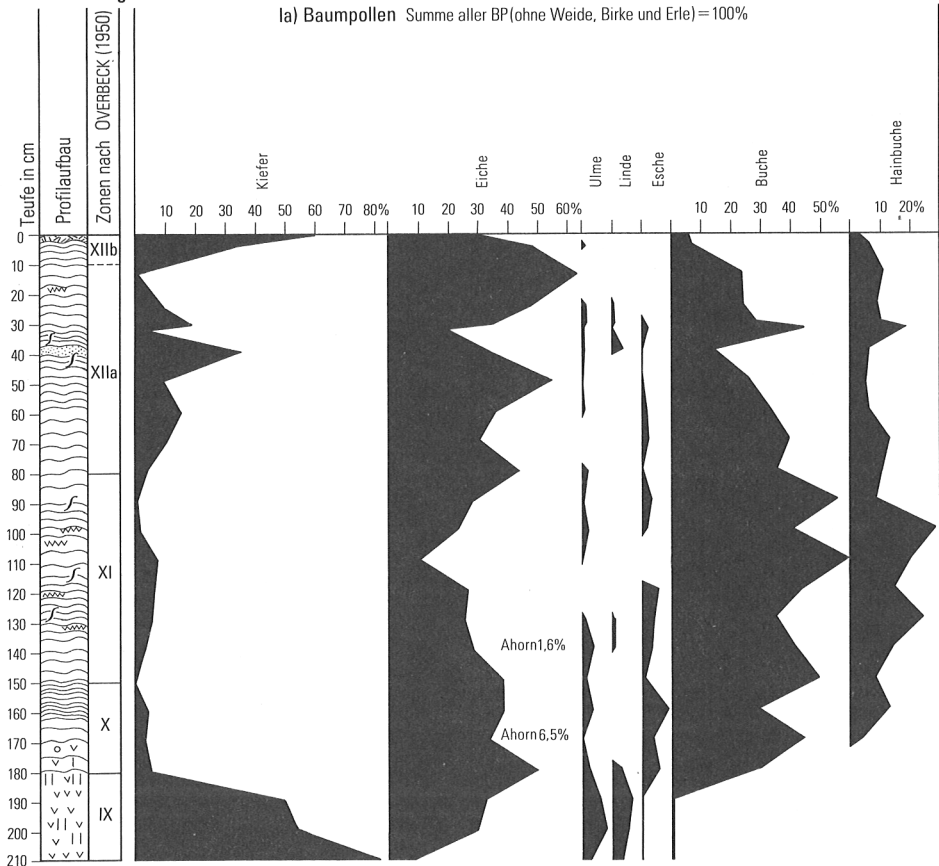
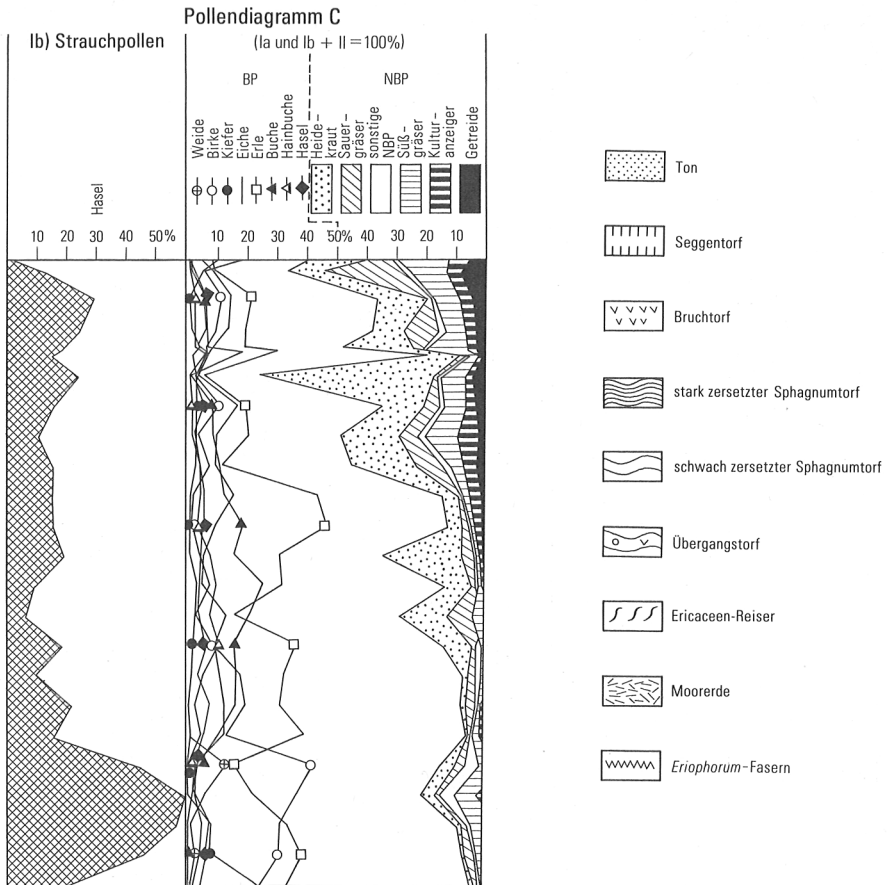


Abb. 15. Vereinfachtes Pollendiagramm des Vinter Moores (Fortsetzung)

Zone IX (210 - 180 cm): Subboreal (= Späte Wärmezeit), Eichenmischwald-Zeit, 3000 - 1500 v. Chr.

Die Grundproben sind zweifellos noch spätwärmezeitlich; im Pollendiagramm B tritt dies am klarsten hervor. Dort weisen die thermophil anspruchsvolleren Laubhölzer *Tilia* (Linde) und *Ulmus* (Ulme oder Ruster) ihre höchsten Werte auf. Gleichzeitig ist *Fagus* (Buche oder Rotbuche) mit ca. 1% nur sehr schwach an der Waldzusammensetzung beteiligt. *Carpinus* (Hain- oder Weißbuche) fehlt sogar noch völlig. Mit fast 90% stellen *Alnus* (Erle), *Betula* (Birke) und, in geringerem Maße, *Pinus* (Kiefer) den Hauptanteil im Baumpollenspektrum, repräsentieren aber überwiegend nur den lokalen Bruchwald. Der dominierende Faktor während dieser Vegetationsperiode ist der Eichenmischwald (EMW) - eine pollenanalytische und keine pflanzengesellschaftliche Gemeinschaft - mit seinen



Gliedern *Tilia*, *Ulmus*, *Acer* (Ahorn), *Fraxinus* (Esche) sowie dem jetzt stärksten Vertreter *Quercus* (Eiche). Auf diesen armen sandigen Böden dürfte aber von vornherein auch stets die Birke vertreten gewesen sein. Die Nährstoffarmut erklärt ebenfalls den geringen Anteil von *Corylus*, die man dem Verband des Eichenmischwaldes zurechnen kann. Im gesamten Verlauf weist sie, zwischen 5 - 10% pendelnd, recht niedrige Werte auf, und der diese Zone IX abschließende *Corylus*-Gipfel C₄ tritt nur im Pollendiagramm B deutlich hervor. Der Anteil der Nichtbaumpollen ist mit 5% gering und spricht für eine hohe Bewaldungsdichte (s. auch Pollendiagramm C). Siedlungsanzeigende Kräuter sind nur in Spuren vorhanden. Sie könnten überdies auch Glieder von Pflanzengesellschaften sein, die nicht anthropogenem Einfluß ausgesetzt waren.

Im letzten Abschnitt der Späten Wärmezeit entstand an der Profilentnahmestelle ein Versumpfungsmoor. Auf dem sich immer mehr vernässenden Standort wurde aus einem

teils erlen-, teils birkenreichen Eichenwald ein Birkenbruchwald. Mit zunehmender Nährstoffarmut gewann die Birke allmählich die Oberhand und verdrängte die Erle weitgehend. Stellenweise müssen sich auch Kiefern-Birken-Übergangswaldmoore entwickelt haben, denn die Stärke des *Pinus*-Anteils in den unteren Proben, wie sie vor allem im Diagramm B kraß hervortritt, ist überwiegend lokalen Ursprungs. Doch mag auch ein Teil des Kiefernpollens vom Bewuchs nahegelegener Dünen stammen.

Zone X (180 - 150 cm): Wende Subboreal/Subatlantikum, Buchen-Eichen-Zeit, 1500 - 150 v. Chr.

Während dieser Vegetationsperiode, in der das Klima zunehmend kühler und feuchter wird, breitet sich die Buche kräftig aus. Dies geschieht in erster Linie auf Kosten der Eiche. In den drei Diagrammen läßt sich das jedoch nicht deutlich ablesen, da dieser Vorgang durch einen synchronen Wechsel in der lokalen Vegetation überdeckt wird. Deshalb ist auch der Abfall der *Corylus*-Kurve nur im Pollendiagramm B zu erkennen. *Carpinus*, gerade von Osten kommend, erobert sich rasch ein größeres Areal. Wie weit neben den klimatischen Faktoren jetzt auch anthropogenes Wirken die Vegetation verändert, ist in zunehmendem Maße zu prüfen. Im vorliegenden Abschnitt bleibt der Anteil der Siedlungsanzeiger jedoch gering.

Auch in der Moorentwicklung beginnt mit der Bildung des Älteren Hochmoortorfes eine neue Phase. Das kühlere und niederschlagsreiche Klima bietet den Hochmoortorfmoosen, die sowohl in die Höhe wie in die Breite wachsen können, derart günstige Lebensbedingungen, daß sie selbst Bäume zum Absterben bringen. Schließlich entsteht ein waldfreies Hochmoor. Der starke Abfall der *Betula*- und *Salix*-Kurve spiegelt diesen Vorgang deutlich wider. Mit dem Absterben der streng lokalen Baumvegetation tritt jetzt der Pollenniederschlag aus den an das baumfreie Hochmoor grenzenden Wäldern im Pollendiagramm kräftiger in Erscheinung. Das rasche Ansteigen der *Alnus*- und *Quercus*-Kurve macht dies deutlich.

Zone XI (150 - 80 cm): Subatlantikum (= Nachwärmezeit), älterer Teil der Buchenzeit, 150 v. Chr. - 700/1000 n. Chr.

Auf allen ihr zusagenden Standorten dominiert jetzt *Fagus*. Berücksichtigt man, daß ihre Pollenproduktion im allgemeinen merklich geringer ist als bei Eiche, Hainbuche und Erle beispielsweise, so ist ihre Vorherrschaft im Waldbild noch ausgeprägter, als es im Pollendiagramm erscheint. Nicht zuletzt wegen der starken Beschattung verdankt die Buche ihre Dominanz, denn der Nachwuchs möglicher Konkurrenten stirbt wegen Lichtmangels früher oder später ab. Auch die Hainbuche erreicht jetzt ihre höchsten Werte. Nicht zufällig trifft dies mit der Siedlungslücke zusammen, die in manchen Landschaften eine Folge der Völkerwanderung ist (Diagramm C zwischen 140 und 110 cm). Treten nun im weiteren Verlauf stärkere Schwankungen oder deutlicher Abfall bei den Pollenkurven dieser beiden Bäume auf, insbesondere bei *Fagus*, so muß man mit auflebender Siedlungstätigkeit rechnen. Am gleichsinnigen Ansteigen der Pollenkurven lichtliebender Bäume wie Kiefer, Hasel oder Birke ist die Abnahme der Bewaldungsdichte zu erkennen. Außerdem wird die Eiche durch den Menschen gefördert. Bewegen sich Buchen- und Erlenkurve gegensinnig, liegen fast immer Änderungen im Grundwasserspiegelstand vor. Gegen Ende dieser Zone nimmt die Siedlungsintensität allmählich wieder zu.

Als Folge des zunehmend kühler und feuchter gewordenen Klimas löst der Jüngere Hochmoortorf den Älteren Hochmoortorf im Profil ab. Die trockeneren und nasser

Phasen im Vegetationsmosaik dieses Moores lassen sich im alternierenden Auf- und Abstieg der *Calluna*- und *Sphagnum*-Kurve (Heidekraut und Torfmoos) ablesen. Die *Calluna*-Maxima bei 120 und 100 cm repräsentieren hier also die lokale Moorvegetation und keine Kulturbrachen.

Zone XII a, b (80-0 cm): Subatlantikum (= Nachwärmezeit), jüngerer Teil, Zeit der anthropogen veränderten Wälder, ab 700/1000 n. Chr.

Der Beginn dieses Vegetationsabschnittes ist anthropogen und nicht klimatisch bedingt. Er setzt mit einem deutlichen Anstieg der Kulturanzeiger ein, und zwar frühestens mit den karolingischen, spätestens mit den mittelalterlichen Rodungen. Im Pollendiagramm erkennt man die üblichen Anzeichen einer abnehmenden Bewaldungsdichte. Wegen der Eichelmast wird die Eiche gefördert. Vor allem werden Buchen- und Hainbuchen- sowie Erlenstandorte gerodet, um Ackerflächen und Weiden zu gewinnen. Als Folge von Brachen und Bodendegradation breitet sich *Calluna* aus, wenngleich ein Teil des *Calluna*-Pollens nach wie vor vom moorständigen Bewuchs herrühren dürfte. Kommen jedoch Wüstungen vor, kann eine Wiederbewaldung einsetzen. Wie das Pollenspektrum aus der Teufe von 32,5 cm erkennen läßt, nehmen die eben geschilderten Vorgänge den entgegengesetzten Verlauf.

Auch während der Unterzone XII a setzt sich das Wachstum des Jüngeren Hochmoortorfes fort. Klare Anzeichen einer Trockenlegung des Moores sind noch nicht zu erkennen.

Etwa mit Beginn des 19. Jahrhunderts setzt die Unterzone XII b, die Zeit der Nadelwaldforsten, ein. Durch Übernutzung waren viele Wälder herabgewirtschaftet, die Böden degradiert und als weitere Folgen große Heideflächen entstanden. Dieser Entwicklung sollte durch Aufforstung Einhalt geboten werden. Viele Standorte waren inzwischen so verarmt, daß sie nur noch Kiefern oder Fichten tragen konnten. Das Pollendiagramm B zeigt diese Entwicklung klarer, die im Pollendiagramm A durch lokale Effekte etwas überdeckt ist, denn das Hochmoor wird trockengelegt.

Auf seiner Oberfläche breitet sich *Calluna* stark aus, gefolgt von rasch aufschießenden Birkenwäldern, die ohne menschliche Einflußnahme bald das gesamte Areal des abgestorbenen Hochmoores beherrschen würden. Als potentielle natürliche Vegetation der das Moor umgebenden Sandböden ist je nach Standortbedingungen die trockene oder feuchte Variante des Eichen-Birkenwaldes zu erwarten, der stellenweise die Erle beigemischt sein kann. Auf den etwas besseren Böden würden sich Eichen-Buchenwälder in trockener oder feuchter Spielart einstellen.

3.6.2.3.2. Niedermoor (**Hn**) (H.-W. REHAGEN)

Wegen des hohen Grundwasserstandes haben sich, besonders im Ostteil des Blattgebietes, ähnlich wie die Moorerden (Kap. 3.7.2.3.3.) eine Reihe von Niedermooren entwickelt. Sie kommen wie bei den Wöstenwiesen und in der Düsterdiecker Niederung in den breiten Talauen vor. Aber auch in abflußlosen Senken, wie den Sönnkenwiesen und der Gemarkung Im braunen Stränge östlich Rothertshausen, sind Niedermoore ausgebildet.

Anderen Ursprungs ist ein Torfprofil (s. Abb. 16) westlich Bad Steinbeck (R 09730, H 03380). Durch Entstehen eines Erdfalltrichters während der Nachwärmezeit (Zone XII a nach OVERBECK 1950) begann der Standort rasch zu vernässen beziehungsweise zu ver-

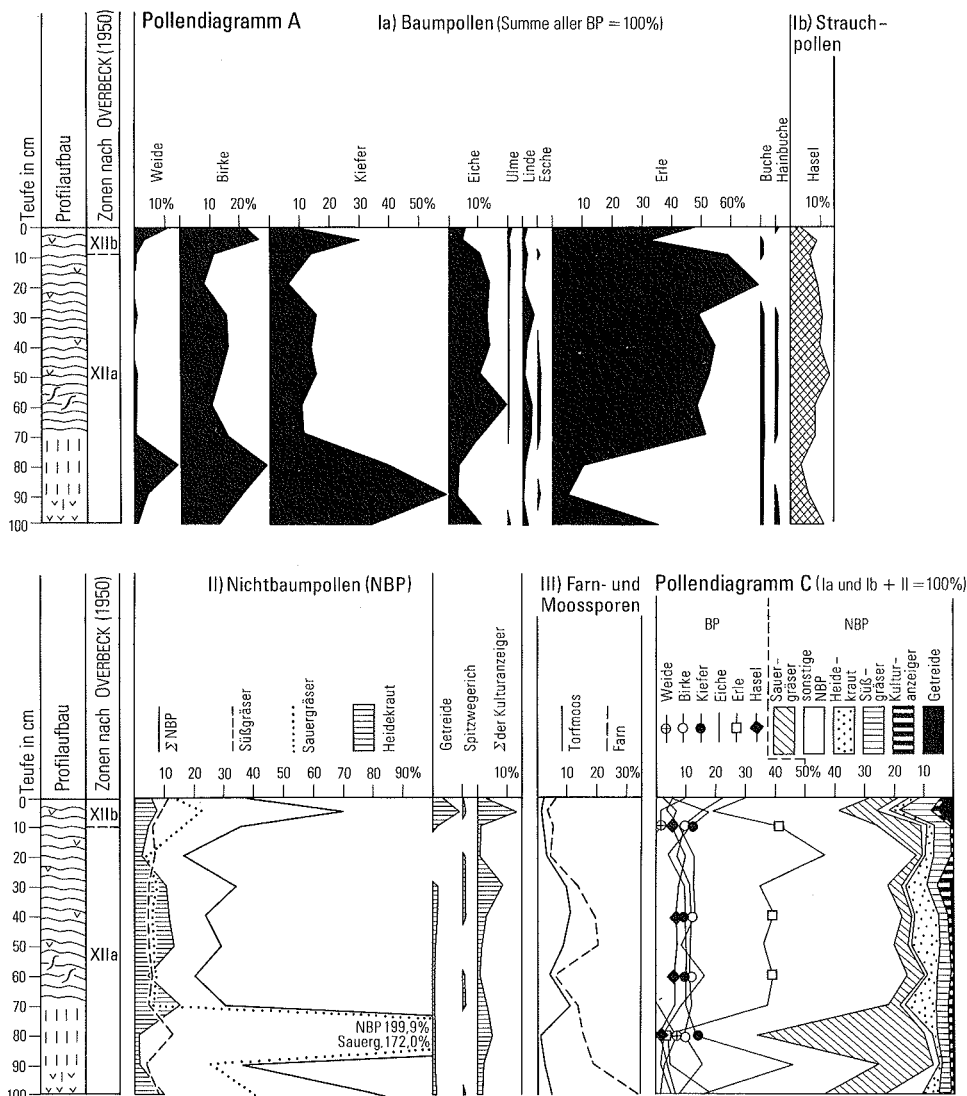


Abb. 16. Vereinfachtes Pollendiagramm aus dem Erdfall in Bad Steinbeck; R 09730, H 03380 (vgl. Ausführungen für Abb. 15)

sumpfen. Es bildete sich zunächst eine geringmächtige Bruchtorflage durch den an dieser Stelle aufwachsenden Erlenbruchwald. Offenbar infolge weiteren Absinkens nahm die Vernässung rasch zu. Es entwickelte sich ein Riedmoor. Die lokal stockenden Bäume, Erle, Eiche und Hainbuche starben ab, wie die abfallenden Pollenkurven ausweisen; möglicherweise ist auch menschliche Einflußnahme dabei nicht auszuschließen. Während der Bildung des Riedtorfes dominiert der Pollen moorrandständiger Weiden und

Birken sowie von Kiefern, die auf nahegelegenen Dünen ihren Standort hatten. Wegen der geringen Größe vermag sich kein Hochmoor zu entwickeln, da immer wieder nährstoffhaltiges Wasser zufließen kann. Im Gleichgewicht verschiedener Standortfaktoren entsteht schließlich ein Torfmoos-Erlenbruch, wobei sich mosaikartig auch nur von Torfmoosen beherrschte Gesellschaften ausgebreitet haben können. Die oberen 10 cm gehören der Zone XII B nach OVERBECK (1950) an. Der steile Anstieg der *Pinus*-Kurve, starke Zunahme der Nichtbaumpollen sowie ein entsprechender Abfall der Erle spiegeln das Vegetationsbild der beiden letzten Jahrhunderte deutlich wider.

Die Mächtigkeit der stark zersetzten, schwarzbraunen Torfe erreicht nur selten 2 m, meist liegt sie darunter. Durch tonig-schluffige und feinkörnige, wohl eingewehte Sande sind sie meist etwas verunreinigt.

3.7.2.3.3. Moorerde (**Hm**)

In den Altwasserschlenken der Mettinger Aa und auch in den Senken und Vertiefungen der übrigen Talauen sowie vom Winde ausgeblasenen Wannen der Talsandebene und in den abflußlosen Tälern zwischen den Dünen und Flugdecksanden finden sich öfter moorige Ablagerungen von wenigen Dezimetern bis 0,5 m Mächtigkeit. Sie bestehen aus schwarzgrauen, stark humosen bis torfigen Sanden und stellenweise Schluffen. Der organische Gehalt dieser Bildungen liegt zwischen 30 und 60%. Ihre Entstehung verdanken die Moorerden dem hohen Grundwasserstand, der die völlige Zersetzung der pflanzlichen Substanz verhindert. Wie BURGHARDT & JÄGER (1968) zeigen konnten, hängt die Vermoorung oft mit der Ausbildung undurchlässiger, wasserstauender Bodenhorizonte zusammen.

4. Gebirgsbau

Das Blattgebiet bildet einen kleinen Ausschnitt aus dem saxonischen, im Norden von der Pompeckj'schen Scholle und im Süden von der Rheinischen Masse begrenzten Bruchfaltengebiet - von BOIGK (1968) als Niedersächsisches Tektonogen bezeichnet - und gehört zu einem darin liegenden kleineren tektonischen Element, der nordwestfälisch-lippischen Schwelle (HAACK 1925 a, b). Die Lagerungsverhältnisse im Südwestteil dieser Schwelle, zu dem das auf dem Blatt dargestellte Gebiet gehört, wurden durch nordwest-südost streichende Strukturen (KOCKEL 1948, NODOP 1963) bestimmt. Ihre Heraushebung geht im wesentlichen auf die subherzyn-laramischen Gebirgsbewegungen zurück.

4.1. Lagerungsverhältnisse

Das tektonische Bild des Blattgebietes (s. Abb. 17) wird geprägt durch den Nordteil der Ibbenbürener Karbon-Scholle mit ihren Randstaffeln und der nördlich daran anschließenden Recker Mulde mit dem „Wealden“ (Berrias 3) als Kernformation. Im äußersten Nordosten greift noch gerade der Neuenkirchener Sattel mit dem Buntsandstein als Scheitelformation auf den Blattbereich über (vgl. Geotekton. Kt. von NW-Deutschland, Großblatt 59, 1946).

Morphologisch und zutage anstehend treten jedoch nur die Ibbenbürener Karbon-Scholle und Teile des südöstlichen, oberjurassischen Randes der Recker Mulde bei Mettingen hervor. Die übrigen Teile sind von mächtigem Quartär und im Nordwesten auch von Tertiär-Ablagerungen bedeckt (vgl. auch TRENNER 1881).

4.1.1. Ibbenbürener Karbon-Scholle

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle ist durch den intensiven Steinkohlenbergbau die am besten bekannte tektonische Einheit des Blattgebietes. Sie hat daher immer wieder das Interesse der Geologen auf sich gezogen. Mit dem Gebirgsbau haben sich seit dem Beginn unseres Jahrhunderts besonders HOERNECKE (1901), TIETZE (1912), HAARMANN (1914, 1915), BÖRGER (1929), KOCKEL (1947) und sehr eingehend in neuerer Zeit A. EBERT (1952, 1953, 1954) sowie LUX (1961) befaßt.

Die horstartig aus der jüngeren Umgebung aufragende Karbon-Scholle hat in der West-nordwestrichtung mit 14 km ihre größte Länge und mit 5 km ihre größte Breite.

Die Scholle ist im großen gesehen nach Nordosten gekippt, so daß am Südwestrand in Dickenberg als älteste Schichten die Unteren Ibbenbürener Schichten des Westfals C ausstreichen. Das Hauptbauelement an der Tagesoberfläche aber bilden die Ablagerungen des Westfals D mit den Oberen Ibbenbürener Schichten, während sich im Norden, schon am Rande, die ebenfalls zum Westfal D gehörenden Roten Schichten darüber legen.

Aufgrund ihres inneren Aufbaus, aber auch wegen ihrer Lage innerhalb der nordwestfälisch-lippischen Schwelle, wurde die Ibbenbürener Karbon-Scholle von HAACK (1925 b) ursprünglich als das westliche Abschlusselement der Osning-Achse (KUHLMANN 1915) an-

gesehen. Diese verläßt am Dörenberg bei Iburg den Teutoburger Wald und wurde als eine Verbindungslinie der jeweils stratigraphisch ältesten Auftragungen aufgefaßt, die über das Oberkarbon des Hügels und mehrere Trias-Sättel südlich Lotte mitten durch die Ibbenbürener Karbon-Scholle verlaufen sollte.

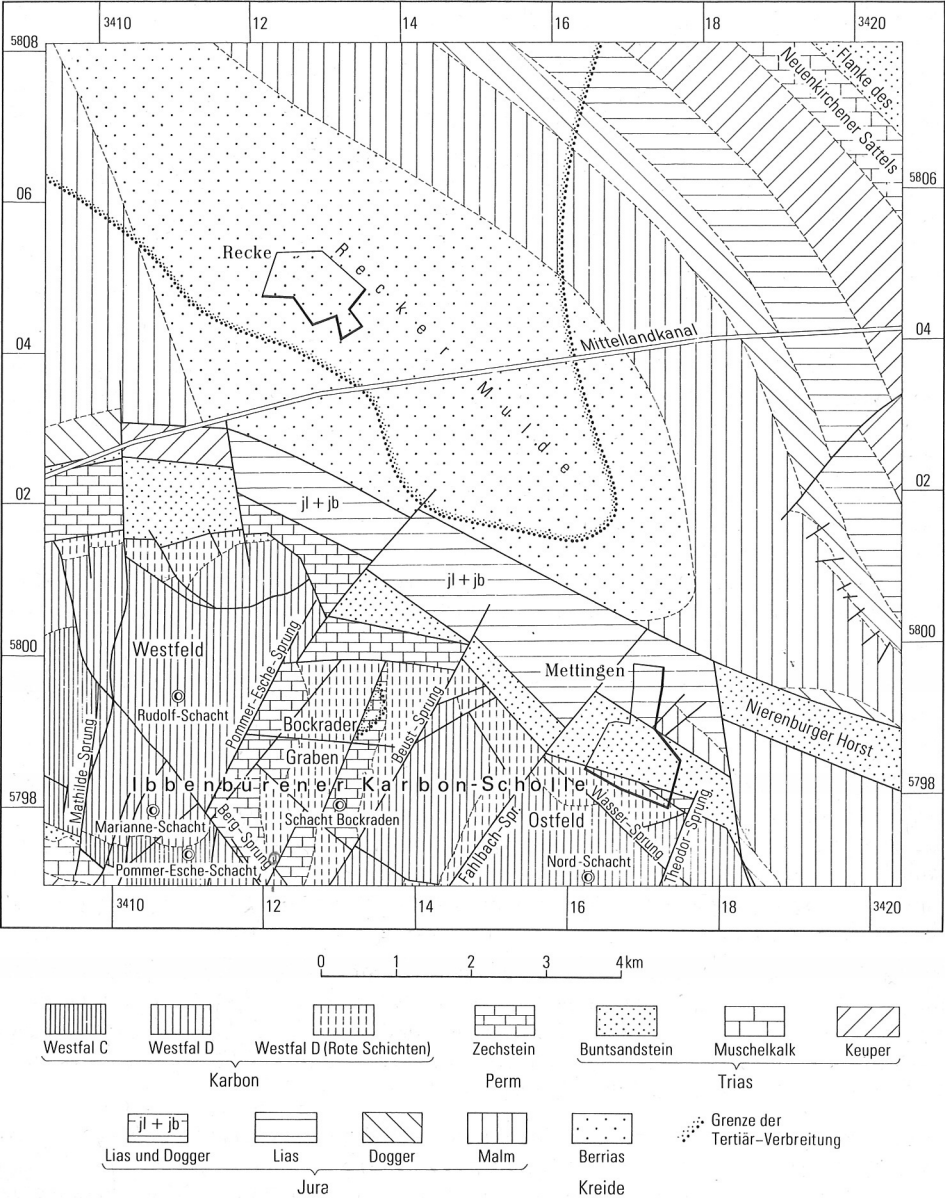


Abb. 17. Übersicht der tektonischen Baueinheiten des Blattgebietes

A. EBERT (1954) dagegen vermutete, daß die Osning-Achse entweder hart am Südrand der Karbon-Scholle hindurchzieht, oder aber daß die Scholle wegen ihrer generell nordwärts fallenden Schichten einen Teil ihrer Nordflanke darstellt, während die eigentliche Achse durch den tief abgesunkenen Südflügel geht, der unter den Randstaffeln begraben liegt. Die südliche Karbon-Randverwerfung wurde von ihm als eine nördliche Störung des Scheitelsprungsystems der Osning-Falte angesehen.

Erst KELLER (1953, 1974 a, 1976 b) machte darauf aufmerksam, daß die von Randstaffeln umgebene und als Horst emporragende Ibbenbürener Karbon-Scholle mit der Osning-Tektonik nichts gemeinsam hat. Ein wesentliches Merkmal der Osning-Achse sind nämlich die an nördlich einfallende Überschiebungsbahnen geknüpften sattelförmigen Aufwölbungen älterer Gesteine, die auf eben diesen Bahnen auf die jüngere Umgebung überschoben sind. Diese Bedingungen erfüllt aber der von rechtssinnig einfallenden Randstörungen umgebene Karbon-Horst nicht. Auch die ursprüngliche Vorstellung von HEIDORN (1949) einer südvergenten Überschiebung der Karbon-Scholle auf ihr südliches Vorland ist damit hinfällig. Die Osning-Achse zieht vielmehr südlich der Scholle vorbei (KELLER 1953, 1974 a, 1976 b, THIERMANN 1970 a).

Im Gegensatz zum Ruhrkarbon fehlen in der Ibbenbürener Karbon-Scholle scharf hervortretende Falten. Es treten nur schwache Wellungen auf. Die tektonische Gestaltung wird vielmehr durch die Quer- und untergeordnet auch Längsstörungen hervorgerufen.

Die intensive Zerklüftung des Ibbenbürener Karbons, welche besonders gut in den Sandsteinen zu beobachten ist, haben BÖRGER (1929), A. EBERT (1954) und LUX (1961) zu ausgedehnten klufttektonischen Untersuchungen veranlaßt. Nach A. EBERT (1954) und LUX (1961) ergab sich dabei, daß die mit den Streichrichtungen der Verwerfungen übereinstimmenden Kluftscharen sich zu Kluftsystemen (vgl. A. EBERT 1954: 50) zusammenfassen lassen.

Die Klüfte stehen überwiegend bankrecht, nur unter den herzynischen und erzgebirgisch streichenden treten häufiger bankschräge auf. Diese Systeme verteilen sich über alle Horizonte der Ibbenbürener Schichten, nur ihre Häufigkeit wechselt.

Die äußere Begrenzung der Karbon-Scholle bildet die zum Vorland hin einfallende Randverwerfung. Der Verlauf dieser unter dem Quartär begrabenen Störung wurde zuerst von TIETZE (1912) erkannt und im ganzen auch durch die späteren Aufnahmen bestätigt. Trotz der quartären Bedeckung der eigentlichen Störungslinie läßt sich ihr Verlauf durch den Steilhang des auch morphologisch stark herausgehobenen Karbons gut im Gelände verfolgen.

Dieser rechtssinnige Verlauf der Karbon-Randverwerfung ist nur an zwei Stellen außerhalb des Blattgebietes unterbrochen. Bei Uffeln (GK 25: 3611 Hopsten) taucht das Oberkarbon steil einfallend in normalem Schichtverband unter den Zechstein ab (THIERMANN 1975 a), und bei Laggenbeck am Rand des Theodor-Feldes (GK 25: 3712 Tecklenburg) fällt die Randstörung bergwärts (THIERMANN 1970 a).

Alle drei großen tektonischen Einheiten der Ibbenbürener Karbon-Scholle, das Westfeld, der Bockrader Graben und das Ostfeld greifen auf das Blattgebiet über. Durch Nordost-Südwest streichende Querstörungen grenzen sie aneinander. Durch Quersprünge gleicher Richtung wird das Ostfeld in weitere, einzelne Teile zerlegt.

4.1.1.1. Westfeld

Das Westfeld ist fast gänzlich frei von quartärer Bedeckung, daher tritt sein Bau klarer zutage als der der anderen tektonischen Einheiten.

Der Nord-Süd verlaufende Mathilde-Sprung teilt den nördlichen Bereich des Westfeldes in das Mathilde- und das Rudolf-Feld. Im Süden grenzt der y-förmig abzweigende Berg-Sprung noch das Marianne-Feld ab. Das Westfeld ist tektonisch besonders stark beansprucht und daher durch viele Sprünge zergliedert.

4.1.1.1.1. Mathilde-Feld

Von diesem ausgedehnten Grubenfeld liegt noch gerade der äußerste östliche Teil zwischen dem Kälberberg im Norden und dem Ortsteil Dickenberg im Süden auf dem Blattbereich. Trotz dieses nur kleinen Ausstrichs wird aber im Kartenbild die wellige Verbiegung der Schichten deutlich. An der Schule in Dickenberg ist eine Muldenbiegung in den Unteren Ibbenbürener Schichten sichtbar, die nach Norden bei der Ziegelei Möller südlich des Kälberberges in eine Sattelbiegung übergeht. Die hier bereits Ost-West streichenden Ablagerungen des Westfals D gehören zu den Oberen Ibbenbürener Schichten und am Nordhang des Kälberberges zu den Roten Schichten.

Das Mathilde-Feld gehört zu den am höchsten geologisch emporgehobenen Schollen des Ibbenbürener Horstes. Die Unteren Ibbenbürener Schichten greifen daher am weitesten an der Tagesoberfläche nach Norden vor. Die Verwurfshöhe des Mathilde-Sprunges als der östlichen Begrenzung des Feldes nimmt von ungefähr 220 m im Süden auf 100 m im Norden ab (BÄSSLER & HOYER 1971).

4.1.1.1.2. Rudolf-Feld

Das durch den Rudolf-Schacht erschlossene Rudolf-Feld wird im Westen durch den ostwärts einfallenden Mathilde-Sprung, im Südosten durch den Nordost einfallenden Berg-Sprung und im Südosten durch die Randstörung des Bockrader Grabens, den Pommer-Esche-Sprung begrenzt. Im Norden endet das Feld an der großen Karbon-Randstörung, deren Streichen am Martensberg aus der Ost-West-Richtung in die Nordwest-Südost-Richtung dreht. Durch eine größere Zahl von Querstörungen und vereinzelt auch Längssprüngen, deren Verlauf teilweise im Gelände gut sichtbar ist, wird das Rudolf-Feld in ein Mosaik von Schollen zerlegt.

Das Hauptbauelement des Feldes an der Tagesoberfläche bilden die Oberen Ibbenbürener Schichten, nur unmittelbar nahe der Karbon-Randverwerfung im nördlichen Teil streichen auch noch die Roten Schichten aus. Neben der tektonischen Zerstückelung wird das Rudolf-Feld durch eine relativ engspannige Sattelbiegung im östlichen Teil geprägt. So folgt südlich des Martensberges die Talausräumung dem umlaufenden Streichen einer mächtigeren, sandigen Tonsteinfolge, und östlich des Rudolf-Schachtes dreht sich auffällig das Streichen des Flözes Buchholz mit seinen Begleitgesteinen zwischen dem Hof Greimering im Norden und dem Forsthaus Buchholz im Süden.

4.1.1.1.3. Marianne-Feld

Das Marianne-Feld als die kleinste Scholle des Westfeldes zeigt einen dreieckigen Grundriß. Es wird im Westen vom Mathilde-Sprung, im Nordosten vom Berg-Sprung und im Süden von der großen Karbon-Randverwerfung abgeschnitten. Für den Bergbau ist es durch den Marianne-Schacht und den Pommer-Esche-Schacht erschlossen.

Im südlichen Teil der Ortslage Pommeresche streichen als Baelement die Unteren Ibbenbürener Schichten des Westfals C aus, nördlich daran, in Dickenberg und dem Staatsforst Münster dagegen stehen die Oberen Ibbenbürener Schichten des Westfals D an. Durch einige Querstörungen ist das Feld gegliedert. Beherrscht aber wird sein Bau durch den schon von TIETZE (1912: 338) als Buchholzer Mulde beschriebenen, auffälligen Muldenschluß zwischen Dickenberg und Pommeresche. Das umlaufende Streichen markieren mit ihren Begleitgesteinen besonders die Flöze Alexander und Buchholz. Der Gegenflügel dieser dem südlichen Randbruch des Karbons parallel laufenden Einmuldung wird durch den Mathilde-Sprung unterdrückt.

Wegen seiner topographisch gegenüber dem südlichen Vorland steil emporragenden Höhe konnten Verwitterung und Abtragung im Marianne-Feld besonders gut angreifen. Daher sind hier nur in tiefen Talungen wie südlich des Hofes Speckmeyer quartäre Ablagerungen erhalten, sonst aber ist dadurch der lithologisch gegliederte Feinbau, insbesondere in den Unteren Ibbenbürener Schichten augenfällig herausmodelliert worden.

Die früher im Marianne-Feld wegen der unmittelbaren Nähe der Stadt Ibbenbüren in großer Zahl als Bausteinlieferanten betriebenen Steinbrüche sind heute fast alle mit dem Bergematerial der Preussag AG verkippt. Der unmittelbare Einblick in den Schichtenaufbau von über Tage ist somit weitgehend verwehrt.

4.1.1.2. Bockrader Graben

Der fast vollständig auf das Blattgebiet übergreifende Bockrader Graben trennt das unruhig gebaute Westfeld von dem weniger gestörten Ostfeld. Dieser Graben tritt auch morphologisch deutlich als ein bis zu 40 m tiefer Einbruch im Landschaftsbild hervor. Die Grenze zum Westfeld bildet der Nordost streichende und steil zum Graben einfallende Pommeresche-Sprung mit einer Sprunghöhe von 400 - 500 m. Im Osten endet der Graben am Beust-Sprung, dessen Sprunghöhe um 220 m etwas geringer ist. Nach Nordosten grenzt der Graben an die hier genau Ost-West laufenden Karbon-Randverwerfung.

Die Grabenfüllung dieses größeren nördlichen Teiles bilden zwei größere Schollen der Roten Schichten, die durch eine steil nach Westen einfallende, den Randsprüngen parallel laufende Längsstörung getrennt werden (s. Abb. 18). Die Roten Schichten treten in der Höhe 117,5, dem Gartenberg der älteren Autoren (z. B. HEINE 1861, 1862), und dem Querenberg, von quartären Ablagerungen umringt, zutage.

A. EBERT (1954) vermutete ursprünglich eine Aufwölbung der Roten Schichten. Nach der neuen geologischen Kartierung tauchen sie jedoch nach Nordwesten ab und werden dort von Zechstein und Jura (BÄSSLER 1968, 1970) überlagert. Bei den Höfen Gersemann und Verlemann durchragt der Zechstein-Kalk die quartären Schichten. Sonst ist der Zechstein-Kalk zusammen mit den jüngeren Ablagerungen weithin vom Quartär und westlich des Querenberges auch vom Tertiär bedeckt. Der Bergbau hat dieses Feld durch den Schacht Bockraden erschlossen.

Der südliche, wesentlich kleinere Teil des Bockrader Grabens ist weniger stark abgesunken und wird durch den Berg-Sprung vom nördlichen getrennt. Als Grabenfüllung treten in diesem Teil allein die Oberen Ibbenbürener Schichten des Westfals D auf. Auf das Blattgebiet greift allerdings nur der äußerste, unter Quartär begrabene Teil westlich des Hofes Wersberg in der Bauerschaft Pommeresche über.



Abb. 18. Steil nach Westen einfallende Längsstörung im Bockrader Graben, Osthang der Höhe 117,5 (Gartenberg), links Sandsteine, rechts Tonsteine, Rote Schichten, Westfal D; Tongrube der Ziegelei Berentelg & Hebrock; R 13 050, H 99 260

4.1.1.3. Ostfeld

Von dieser größten tektonischen Einheit der Ibbenbürener Karbon-Scholle greift der nördliche Teil auf den Blattbereich über. Er zeigt sich als der tektonisch am geringsten beanspruchte Bereich der Ibbenbürener Karbon-Scholle und stellt insgesamt eine flache Muldenbiegung mit einer Südwest-Nordost streichenden Achse dar. Durch einzelne größere Nordost-Südwest streichende Sprünge wird es in verhältnismäßig große und nur wenig gestörte Felder zerlegt (BÄSSLER & HOYER 1971). Wegen der im Gegensatz zum Westfeld außerordentlich starken Überdeckung durch quartäre Ablagerungen, insbesondere den Löß, treten Bau und Lagerung weniger deutlich an die Tagesoberfläche.

4.1.1.3.1. Beust-Feld

Unter den Einheiten des Ostfeldes tritt allein das Beust-Feld fast ohne nennenswerte quartäre Überdeckung im Donner- und Mittelberg zutage. Seine westliche Begrenzung bildet der zum Bockrader Graben einfallende Beust-Sprung, nach Osten endet das Feld am Fahlbach-Sprung mit 180 m Sprunghöhe. Der Beust-Sprung tritt im Querenberg und südlich davon direkt zutage. Der Fahlbach-Sprung hingegen macht sich als Schwächezone mit dem gänzlich vom Quartär erfüllten Bachtal östlich des Mittelberges bemerkbar.

Die Lagerungsverhältnisse am Beust-Sprung werden im Blattbereich bestimmt durch den westlichen Rand des muldenförmigen Ostfeldes, der dort parallel zu den beiden begrenzenden Sprüngen verläuft. Durch streichende und quer dazu verlaufende Störun-

gen wird das Bild etwas abgewandelt. Als älteste Schichten treten die Oberen Ibbenbürener Schichten des Westfals D im Donnerberg mit einem etwa 10° nach Osten gerichteten Einfallen zutage. Darauf lagern die im Mittelberg zutage austreichenden Roten Schichten. Der schmale Kamm wird hier durch eine feste Sandsteinbank bedingt.

4.1.1.3.2. Oeynhausen-Feld

Östlich des Fahlbach-Sprunges liegt im Blattgebiet der nördliche Teil des an diesem Sprung um 180 m emporgehobenen Oeynhausen-Feldes. Im Osten wird es durch den ebenfalls westwärts fallenden Theodor-Sprung begrenzt, dessen Sprunghöhe von 20 m im südlich anschließenden Blattbereich 3712 Tecklenburg bis südlich Mettingen auf nur 1 m Versetzungsbetrag (BÄSSLER & HOYER 1971) abnimmt. Im Nordosten endet das Oeynhausen-Feld an der großen Karbon-Randverwerfung zwischen den Bauerschaften Ambergen und Muckhorst. Spießwinklig verläuft dazu als Randstaffel im Karbon der Wasser-Sprung südlich davon.

Da das Oeynhausen-Feld im mittleren Teil des insgesamt muldenförmigen Ostfeldes liegt, dreht das Streichen der Schichten aus der Nordwest-Südost-Richtung bei den Höfen Friggemeier und Stork in ein flaches Ostnordost-Westwärts gerichtetes Streichen bei der Höhe 125,7 mit dem Wasserbehälter. Das Feld ist weitgehend von Löß und Grundmoräne verdeckt, daher treten die Oberen Ibbenbürener Schichten im südlichen und die Roten Schichten im nördlichen Teil nur in einzelnen Erhebungen zutage. Doch ein bis zu 1 m mächtiger Lößschleier ist darauf stets erkennbar.

Aus den Streichlinien zum Flöz Glücksburg bei BÄSSLER (1970: Abb. 6) wird sogar südlich der Höhe 125,7 eine schwache Sattelbiegung erkennbar. Sie wird auf der geologischen Karte wegen der quartären Überlagerung in der Lagerungsform der Oberen Ibbenbürener Schichten allerdings nur teilweise sichtbar. Im Süden wird diese Sattelbiegung durch den Wasser-Sprung abgeschnitten. Der Steinkohlenbergbau hat das Oeynhausen-Feld vom Nord-Schacht aus erschlossen.

4.1.1.3.3. Theodor-Feld

Der weitaus größte Teil dieses Baufeldes liegt auf dem südlich anschließenden Blattgebiet 3712 Tecklenburg (THIERMANN 1970 a). Im Blattbereich selbst tritt östlich des Theodor-Sprunges nur der äußerste Nordrand mit den um 15° nach Nordosten abtauchenden Oberen Ibbenbürener Schichten in der Bauerschaft Muckhorst auf, die dort außerdem weitflächig bis auf die Hangnasen von mächtigem Löß überkleidet werden. Auffällig ist das Drehen der Karbon-Randstörung östlich des Punktes 105,1. Sie fällt auch dort noch zum Vorland ein und tritt, zwar ganz vom Löß begraben, dennoch wie in den westlich anschließenden Bereichen deutlich als Steilhang hervor. Die schon von HAARMANN (1914) beschriebene, zum Karbon hin einfallende Randstörung im Theodor-Feld liegt am Nordosthang des Tackenberges und damit schon im Bereich des Blattes 3712 Tecklenburg (vgl. THIERMANN 1970 a: 149).

4.1.1.4. Randstaffeln der Ibbenbürener Karbon-Scholle

Das Oberkarbon der Ibbenbürener Bergplatte wird von Staffeln jüngerer Formationen, von Zechstein, Trias und im Blattgebiet auch von Jura umgürtet. Diese grenzen an der bereits erwähnten (s. Kap. 4.1.1.), immer zum Vorland einfallenden Randverwerfung an das Karbon. Der Verlauf dieser durchweg von Quartär begrabenen, nur bei Püßelsbüren

südwestlich Dickenberg zutage tretenden Störung wurde zuerst von TIETZE (1912) näher festgelegt und durch die spätere Aufnahme von A. EBERT (1954), THIERMANN (1970 a, 1975 a) und BÄSSLER (1970) nur stellenweise abgeändert.

Die Größe des stratigraphischen Verwurfes an dieser Randverwerfung läßt sich ableiten aus dem Alter der auf den angrenzenden Staffeln anstehenden Schichten. Dieser Frage ist insbesondere bei den südlichen Staffeln KELLER (1953 a, 1974) nachgegangen.

4.1.1.4.1. Zechstein-Randstaffel

Auf weite Erstreckung ist der nördlichen Karbon-Randverwerfung eine Zechstein-Randstaffel vorgelagert, die ihrerseits wieder an einer dieser mehr oder weniger parallel laufenden Verwerfung endet, die mit KELLER (1953 a) als Zechstein-Randverwerfung bezeichnet wird. Sie ist stets unter dem Quartär verborgen. Jenseits davon streicht der Buntsandstein der Trias nur bei Schlickelde und Mettingen aus, sonst aber grenzt die Zechstein-Randstaffel an den Jura.

Südlich von Steinbeck, in den Bauerschaften Lage und Ambergen und südwestlich von Dickenberg hingegen sind die Randstaffeln weniger tief abgesunken, so daß hier die Zechstein-Randstaffel ausfällt, und das Karbon an der Karbon-Randverwerfung direkt an die Trias grenzt.

Ähnlich wie im Bereich der Nachbarblätter wird auch im Blattgebiet die Zechstein-Randstaffel weithin von Ablagerungen des Quartärs verdeckt. Nur an wenigen Stellen wie in Obersteinbeck und bei Schlickelde kommt der Zechstein zutage. Nach den dort gemessenen Einfallswinkeln fallen die Zechstein-Schichten mit ungefähr 20° nach Norden ein. Nördlich des Martensberges und bei Mettingen stützt sich die Angabe von Zechstein-Randstaffeln auf das Vorkommen von Erdfällen. Diese sind durch Lösung von Kalksteinen des Zechsteins entstanden.

Die Ausstrichbreite der Zechstein-Randstaffeln unter der quartären Bedeckung liegt um 400 m; örtlich, wie in Obersteinbeck, vergrößert sie sich bis auf 900 m, und in der Bauerschaft Muckhorst beträgt sie nur wenige Meter.

Die stratigraphischen Verwurfsbeträge der Zechstein-Schollen gegenüber dem Oberkarbon nehmen ähnlich wie am Südrand (KELLER 1953, 1976 b) von Westen nach Osten zu. So betragen sie südlich Steinbeck nur um 200 m und gehen dann bei Mettingen bis auf ungefähr 500 m hinauf.

4.1.1.4.2. Trias-Randstaffel

Jenseits der Zechstein-Randverwerfung lagert sich die Trias-Randstaffel an, die ihrerseits an einer von KELLER (1953) als Trias-Randverwerfung bezeichneten Störung an den Jura grenzt. Beide Randverwerfungen sind stets unter den Ablagerungen des Quartärs verborgen. Ihr auf der geologischen Karte und Abbildung 17 angegebener, vermuteter Verlauf stützt sich auf nur wenige Bohrpunkte. Die Sprünge mögen daher örtlich stark von dem gegebenen Bild abweichen. Fehlt die Zechstein-Randstaffel, so grenzt die Trias direkt an das Oberkarbon.

Die Trias-Randstaffel wird im Blattbereich durchweg von den Gesteinen des Buntsandsteins aufgebaut, nur südlich Dickenberg beteiligen sich auch die Schichten des Muschelkalks. Durch Querstörungen, die aus der Karbon-Scholle in das Vorland streichen, wird die Trias-Randstaffel in einzelne, etwa 1,5 km lange Schollen zerlegt. Je nach dem Verlauf der Randverwerfungen schwankt die Breite der Staffel zwischen 400 - 1 000 m.

Die dort am Berghang besonders mächtige Quartär-Bedeckung läßt die Trias nur an zwei Stellen im Blattgebiet zutage treten. So steht der Buntsandstein in der Höhe 64,8 östlich des Hofes Stockdieck bei Schlickelde und beim Hof Kamp südwestlich Dickenberg über Tage an. Die Auflagerung des Muschelkalks auf den Buntsandstein bei dem Hof Kamp läßt außerdem die Neigung der Trias-Staffel als eine zum Vorland gerichtete Scholle deutlich werden.

4.1.1.4.3. Jura-Randstaffel

Als äußerstes tektonisches Element begleitet eine aus Jura-Gesteinen aufgebaute Staffel (BÄSSLER 1970, BREYER 1971) die Karbon-Scholle im Nordosten. Ihre südwestliche Begrenzung bilden die durch Querbrüche mehrfach gegliederten Zechstein- und Trias-Randverwerfungen. Im Nordosten dagegen findet sie ihr Ende an der von BÄSSLER (1970) und BREYER (1971) vermuteten Jura-Randverwerfung. Sie streicht ebenfalls herzynisch, bringt gegenüber dem „Wealden“ der Recker Mulde einen stratigraphischen Versatz von etwa 500 m und endet im Westen bei Bad Steinbeck an einer aus der Karbon-Scholle in das Vorland hineinreichenden Querstörung. Im Osten dagegen, bei Mettingen, wird die Jura-Randstaffel durch die große östliche Karbon-Randverwerfung abgeschnitten.

Aufgrund der mächtigen Quartär-Überdeckung sind Einzelheiten des Baus der Jura-Randstaffel bisher noch nicht bekannt geworden. Im Vergleich zu den übrigen Staffeln ist aber anzunehmen, daß es sich auch dort um nach Nordosten zum Vorland gekippte Schollen handelt. Nur unmittelbar nordöstlich Mettingen, in dem einzigen auch zutage tretenden Teil der Jura-Randstaffel, liegt eine antithetische, zum Karbon-Horst hin gerichtete Schollenkipfung vor.

Dieser Jura-Randverwerfung als Grenze zur anschließenden Recker Mulde entspricht im Osten, in der Bauerschaft Muckhorst, lediglich eine Aufbiegung, eine bruchlose Verformung der Jura-Schichten. Sie stellt die Fortsetzung der am Südwestrand der Karbon-Scholle (GK 25: 3712 Tecklenburg) weithin ausstreichenden Jura-Kette dar (vgl. THIERMANN 1970 a: 145), die die Karbon-Scholle u-förmig umgürtet.

4.1.1.5. Nierenburger Horst

Dieser aus Buntsandstein gebildete Horst prägt den Untergrund der Bauerschaft Nierenburg östlich Mettingen bis hin nach Westerkappeln. Zwischen den jurassischen Gesteinen seiner Umgrenzung hebt er sich als herzynisch streichendes Element heraus. Der Horst ist fast gänzlich von Quartär gedeckt.

Der Buntsandstein erscheint über Tage nur in zwei kleineren Flächen bei den Höfen Sabbes und Dieckmann. Seine westliche Begrenzung bildet die in das Vorland bei Mettingen streichende Verlängerung der östlichen Karbon-Randverwerfung. Sie grenzt den Horst ebenso gegen den umgebenden Jura ab wie auch die beiden herzynisch streichenden Längsstörungen. Die nördliche Längsstörung tritt auf fast 300 m Erstreckung zwischen dem Hof Sabbes und der Höhe 65,1 an die Tagesoberfläche. Sie ist gleichzeitig als eine Verlängerung der Jura-Randverwerfung anzusehen.

4.1.1.6. Recker Mulde

Die weithin von Ablagerungen des Tertiärs und des Quartärs verdeckte Recker Mulde ist das beherrschende tektonische Element im Untergrund des nordöstlichen Blattgebietes.

tes. Während sie im Südwesten an die Randstaffel der Ibbenbürener Karbon-Scholle grenzt, schließt sich im Nordosten der Neuenkirchener Sattel an. Seine von Buntsandstein gebildete Scheitelformation greift im Untergrund des Schneckenbruches noch gerade auf den Blattbereich über. Naturgemäß fallen hier die Seitenflügel des Sattels mit denen der Mulde zusammen.

Die Mulde wurde zuerst von BÄSSLER (1970: Abb. 6) und später von BREYER (1971: Taf. 2) in einem größeren regionalgeologischen Zusammenhang dargestellt. Dabei zeigt es sich, daß ihr von „Wealden“-Gesteinen gebildeter Kern im nordöstlichen Fortstreichen außerhalb des Blattgebietes durch einen teilweise mit transgressivem Campan gefüllten Grabeneinbruch modifiziert wird. Die tief eingesunkene Recker Mulde stellt nach THIERMANN & WOLBURG (in THIERMANN 1975 a: 124) eine Art Massenausgleich für die hoch herausgehobene Ibbenbürener Karbon-Scholle dar.

Die Südost-Nordwest streichende Mulde erreicht im „Wealden“-Kern ihre größte Breite mit über 4 km Ausstrich im Untergrund von Recke. Nordwestlich des Ortes hebt sich die Muldenachse etwas heraus, so daß der „Wealden“-Ausstrich auf 2 km Breite in der Bauerschaft Kreienfeld zurückgeht.

Die Flankenschichten des Oberen Juras liegen im Westen unter der Talsandebene der Bauerschaft Schweighaar verborgen. Nur in den heute vermoorten Erdfällen (s. Kap. 3.7.1.5.2.1.) bei Bad Steinbeck machen sie sich indirekt bemerkbar. Im Südwesten fallen sie wegen der Randstaffelbildung der Karbon-Scholle aus. Deutlich aber wird das umlaufende Streichen am Südostende der Mulde in den Bauerschaften Nierenburg und Westerbeck. Dort streichen die Oxford-Gesteine (s. Kap. 3.4.3.1.) in langgestreckten Höhenzügen zutage aus.

Auffällig ist dort die große Zahl der durch die Kartierung nachgewiesenen Querstörungen. Sie haben ihre Ursache in der stärkeren tektonischen Beanspruchung infolge der engen Muldenbiegung. Dabei neigen die harten, splittigen Oxford-Gesteine umso mehr zur Störungsbildung, weil sie in die weicheren, nachgiebigen Tongesteine des übrigen Juras eingeschaltet sind.

Nach Norden tauchen die Gesteine des Malms ebenso wie die des Doggers und des Lias schon in der Düsterdiecker Niederung unter die Ablagerungen des Quartärs und bei Rothertshausen im Vinter Moor außerdem noch unter die Schichten des Tertiärs ab.

Die in groben Zügen erkennbare, ungefähre Deckung der Umrisse der Recker Mulde mit der aus Nordwesten in das Blattgebiet hineinragenden Tertiär-Verbreitung hängt wahrscheinlich ursächlich mit der muldenförmigen Lagerung der mesozoischen Schichten zusammen. Durch diese Lagerungsform wurde so im Muldenkern eine besonders mächtige Tertiär-Folge sedimentiert, die bei der später wieder einsetzenden Abtragung länger hat Widerstand leisten können und damit in einer der Muldenform ähnlichen Umgrenzung erhalten blieb.

4.1.1.7. Neuenkirchener Sattel

Der Neuenkirchener Sattel bildet eines der Hauptbauelemente der nordwestfälisch-lippischen Schwelle (HAACK 1925 a, b). Er streicht Nordwest-Südost und erreicht eine Länge von ungefähr 30 km. Nur ein kleiner Ausschnitt dieses aus Trias-Gesteinen aufgebauten Sattels durchzieht mit seinem aus Buntsandstein gebildeten Kern und Teilen der südöstlichen Flanke den von Quartär-Ablagerungen bedeckten Untergrund östlich des Vinter Moores. Diese Flanke fällt dort mit der der Recker Mulde (s. Kap. 4.1.1.6.) zusammen.

Die Bezeichnung dieser Struktur als Neuenkirchener Sattel nach dem Ort Neuenkirchen auf dem Gebiet des nordöstlichen Anschlußblattes 3513 Bramsche geht auf BREYER (1971: Taf. 2) zurück. Bei BÄSSLER (1970: Abb. 6) wurde sie zuvor als Limbergener Hochscholle benannt, während sie bei HAARMANN (1911: Taf. 1) und HAACK (1925 a) als Fortsetzung der Piesberg-Achse und bei HAACK (1925 b) weiter ausgreifend als Piesberg-Pyrmonter Achse angesehen wurde. Die Ergebnisse der Tiefenkartierung von BÄSSLER (1970) und insbesondere von BREYER (1971) haben jedoch die Eigenständigkeit des Neuenkirchener Sattels nachweisen können.

Der innere Aufbau dieses Nordwest-Südost streichenden und etwa 30 km langen Sattels ist durch einige Tiefbohrungen (BREYER 1971) im Bereich der Nachbarblätter erkundet worden. Demnach spielen Zechstein-Salze nur an den Enden des Sattels eine dort auch nur geringfügige strukturbeeinflussende Rolle (JARITZ 1973, TRUSHEIM 1957). Im mittleren Teil und damit im Blattbereich liegt vielmehr der Buntsandstein diskordant auf dem Westfal D des Oberkarbons (vgl. Schnitt A-B der geologischen Karte), wie es die Bohrungen Limbergen 1 und 2 (BREYER 1971: Abb. 13) gezeigt haben. Damit gehört der Neuenkirchener Sattel zu den von Karbon-Ablagerungen im Kern geprägten Aufwölbungen der nordwestfälisch-lippischen Schwelle. Nur ist dort das Karbon weniger hoch als bei der Ibbenbürener Karbon-Scholle, dem Hüggl und dem Piesberg herausgehoben. Daher ist die Perm- und Trias-Ummantelung noch nicht von der Abtragung erfaßt worden, und der Neuenkirchener Sattel erscheint im Kartenbild als eine Trias-Aufwölbung.

4.2. Alter der Gebirgsbewegungen

Im Laufe der Erdgeschichte ist das Blattgebiet von mehreren Gebirgsbewegungen ergriffen worden. Ihre Auswirkungen auf die Paläogeographie und die Ausbildung der Schichten sind teilweise schon im stratigraphischen Teil beschrieben worden.

Die ersten uns überlieferten Bewegungen haben schon im Oberkarbon während des Westfals C und D stattgefunden, wie es sich aus der wechselnden Mächtigkeit der Flöze, ihrer Zwischenmittel und Zwischenschichten ergibt. In diesen Mächtigkeitsunterschieden machen sich auch gewisse Gesetzmäßigkeiten bemerkbar, die A. EBERT (1954) zuerst zu deuten versucht hat.

So wandert das Streichen der Isopachen der Schichten innerhalb der Zeit der Ablagerung von Flöz Theodor bis Flöz Alexander aus der 114°- in die 70°-Richtung, wobei die Schichten nach Süden mächtiger werden. In der darauffolgenden Zeit nimmt die Mächtigkeit der Schichten zwischen Flöz Alexander und Flöz Buchholz dagegen nach Norden zu.

Neben diesen Verbiegungen des Untergrundes treten auch frühzeitig Störungen auf. So wird von A. EBERT (1954) die zunehmende Mächtigkeit des Zwischenmittels von Flöz Buchholz-Flottwell von Westen nach Osten und sein starkes Ansteigen auf 5-6 m östlich des Theodor-Sprunges als eine synsedimentäre Anlage dieser westwärts einfallenden Störung im Westfal C gedeutet. Da nun diese Störung als Abschiebung aufzufassen ist, hätte gerade westlich davon eine mächtigere Folge abgelagert werden müssen. Daher vermutet auch LUX (1961) dort mehr epirogenetische Verbiegungen als Ursachen.

Mit der asturischen Orogenese an der Wende vom Westfal zum Stefan wurden die Oberkarbon-Schichten zum erstenmal stärker tektonisch beansprucht. Während das Ruhr-

karbon dabei in enge Falten gelegt wurde, blieb das Osnabrücker Karbon im wesentlichen außerhalb des variscischen Faltungsraumes.

Diese Phase hinterließ hier nur erzgebirgisch streichende Verbiegungen, Klüfte und vor allem Störungen in dieser Richtung. Die bedeutendsten begrenzen als westwärts fallende Abschiebungen, wie der Beust-, Fahlbach- und Theodor-Sprung, die einzelnen Schollen des Ibbenbürener Karbons (A. EBERT 1954 und LUX 1961).

Als Folge dieser Verstellungen transgredierte späterhin der Zechstein mit einer durchschnittlichen Winkeldiskordanz von 3-4° über verschiedene Horizonte des Oberkarbons. Diese Diskordanz wurde von HEINE (1861) zunächst verleugnet, später aber durch HOERNECKE (1901) nachgewiesen, dem sich auch TIETZE (1912) anschloß. HAARMANN (1914) dagegen hielt die karbonischen Bewegungen für außerordentlich gering und die Wellungen in den Karbon-Schichten für ausschließlich durch die saxonische Gebirgsbildung entstanden.

Von dem mit dem Zechstein endenden Paläozoikum liegt bis hinein in den „Wealden“ eine fast konkordante Schichtenfolge vor, wenn auch im einzelnen, wie WOLBURG (1969) zeigen konnte, in der Trias durch altkimmerische Bewegungen unvollständige Schichtenfolgen überliefert sind. BÄSSLER (1968) schloß aus Untersuchungen im Bockrader Graben sogar auf einen Ausfall von Schichten der Trias und des hohen Zechsteins auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Im Jura kam es zu Beginn des Doggers, verstärkt aber im Malm, zu einer tektonischen Umgestaltung (QUIRING 1924) des Raumes und damit zur Entstehung des Niedersächsischen Beckens mit unterschiedlich starken Senkungen und Beckenfüllungen (VOIGT 1963). In der Unterkreide schließlich machten sich am Rande des Niedersächsischen Beckens zur Rheinischen Masse südlich des Blattgebietes nach WOLBURG (1953), KELLER (1967) und HESEMANN (1968) Brucherscheinungen in Form nach Nordwesten einfallender Abschiebungen bemerkbar.

Erst in der höheren Oberkreide wurde das Blattgebiet von kräftigeren Gebirgsbewegungen erfaßt, die den subherzynen Phasen zugeordnet werden. Sie führten zu einer Einengung des Niedersächsischen Beckens, die von WOLBURG (1952) und BOIGK (1968) als eine „tektonische Inversion mit nur untergeordneten echten Faltungseffekten“ angesehen wird. Die Intensität der Einengung war im Süden nahe dem starren Block der Rheinischen Masse am größten und nahm nach Norden ab. Das Blattgebiet gehört zu diesem nördlichen Teil und läßt wegen des größeren Abstandes von der Rheinischen Masse einen großzügigen Faltenwurf mit der Recker Mulde und dem Neuenkirchener Sattel erkennen.

Eine genaue zeitliche Einstufung der Bewegungen, die zu diesem heute vor uns liegenden tektonischen Bild der prätertiären Schichten geführt haben, läßt sich im Blattgebiet nicht vornehmen. Das transgressive Übergreifen des Mitteloligozäns auf den „Wealden“ in der Bohrung Recke UB 1 (BREYER 1971) in der Bauerschaft Espel ist mit seiner die ganze Kreide und Teile des Alttertiärs umfassenden Schichtlücke zu vielgestaltig deutbar.

Aus der näheren Umgebung des Blattbereiches lassen sich aber Anhaltspunkte für die subherzynen Bewegungen herleiten. So beschrieb BREYER (1971: 380) aus dem Profil der Bohrung Schale UB 2 (TK25: 3511 Freren) in der Recker Mulde (s. Kap. 4.1.1.6.) das diskordante Übergreifen des Obercampans auf den „Wealden 1“.

In weiterer Entfernung entdeckte schon BÄRTLING (1921 b) in dem Obersanton des Wiener Eisches südlich Ochtrup Buntsandstein-Gerölle, die aus dem schon damals freigelegten Kern des Ochtruper Sattels stammen. BOIGK (1968) erwähnt die Transgression von

Campan über Santon bei Brockstedt und Campan über Santon und Turon bei Düste. Von frühdiagenetisch und synsedimentär veränderten Sedimenten im Campan der Baumberge berichtete LOTZE (1951, 1957) und von solchen aus der Gegend von Halle/Westf. VOIGT & HÄNTZSCHEL (1964). Nach VOIGT (1962) machte sich ähnliches an der gleichen Stelle schon im Turon bemerkbar. Ferner sind durch das diskordante Übergreifen von Santon auf Alb und Cenoman an der Struktur Hebelmeer im Emsland durch SCHREIBER (1957) subherzyne Bewegungen erwiesen.

Einen weiteren Hinweis für die genaue Festlegung der Gebirgsbewegungen ergab die Inkohlung der organischen Substanzen, die eine Folge des Aufdringens der basaltischen Intrusion des Bramscher Massivs (REICH 1927, BARSCH 1944, CLOOS & LÖGTERS & REICH 1949) war. Inkohlungsuntersuchungen durch BARTENSTEIN & M. & R. TEICHMÜLLER (1971) und STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) zeigten nämlich, daß das Aufdringen des Massivs älter als die Hauptphase der tektonischen Bewegungen ist.

Insgesamt setzt sich demnach die subherzyne Gebirgsbildung aus einer ganzen Reihe von Einzelbewegungen zusammen, die in der tieferen Oberkreide begannen und im Campan abgeschlossen wurden. In Analogie dazu zeigt sie sich damit auch im Blattgebiet als die eigentliche strukturbildende Phase.

Die gleiche Altersstellung trifft auch auf die Heraushebung der Ibbenbürener Karbon-Scholle zu. So fand nämlich ARNOLD (1968: 279) im Obercampan des Steweder Berges bei Lemförde nördlich Osnabrück eindeutig dem Oberkarbon entstammende, kleine Steinkohlengerölle bis 0,1 mm Durchmesser. Soweit es sich dabei um Fettkohlenkörner handelt, vermutet ARNOLD (1968) als Herkunftsgebiet den Osnabrücker Raum. Diese Angabe wird von STADLER (1971 b: 458) noch weiter eingengt. Da nämlich am Piesberg nur Anthrazite anstehen und am Hüggel nur flözleere Schichten des Westfals D austreichen, kann der Kohlendetritus nur von der Ibbenbürener Karbon-Scholle stammen. Sie war offenbar bei den subherzynen Bewegungen herausgehoben und im Obercampan bereits von den auflagernden mesozoischen Schichten so weit entblößt, daß schon die karbonischen Schichten mit den Flözen der Abtragung unterlagen. Damit erst hat sich die schon von HAACK (1925 b) vermutete jungkretazische Heraushebung beweisen lassen.

Überholt sind damit auch die Vorstellungen verschiedener Autoren, die Heraushebung der paläozoischen Horste der Osnabrücker Gegend habe erst im Tertiär stattgefunden. Sie wurde von STOCKFLETH (1894) in das späte Miozän verlegt, HAARMANN (1911) nahm ein eozänes Alter an, während LOTZE (1954 b) und THIERMANN (1970 a, 1975 a) dafür das Paläozän anführten.

Nach dieser intensiven subherzynen Gebirgsbildung blieb das Blattgebiet Abtragungsbereich. An der Wende Kreide/Tertiär machten sich die nur schwachen iaramischen Gebirgsbewegungen bemerkbar. Diesen wird von LÖGTERS (1951), BOIGK (1968) und STADLER & R. TEICHMÜLLER (1971) allenfalls ein epirogenetischer Charakter zugestanden, das heißt ihre Intensität war wesentlich geringer. In dieser Zeit entstanden wahrscheinlich die vielen, besonders im Westfeld auffälligen Querbrüche und damit das enge Schollenmosaik der Karbon-Scholle.

Schon im Mitteloligozän war zumindest der nördliche Teil des Blattbereiches mit der Recker Mulde und dem Neuenkirchener Sattel soweit abgetragen und anschließend tektonisch abgesenkt, daß er unter dem Meeresspiegel lag und bis zum Mittelmiozän wieder Sedimente aufnahm.

Die Form der Recker Mulde wurde so plombiert und vor der weiteren Zerstörung durch Abtrag in ihrem südlichen Teil geschützt. Die Vorkommen von küstennahen Mittelmiozän-Ablagerungen auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle (s. Kap. 3.6.2.) lassen erkennen, daß zu dieser Zeit auch der Karbon-Horst weit abgetragen und unter Meeresbedeckung geraten war.

Die letzte bedeutsame Gebirgsbewegung erfaßte nach HAACK (1925 a) die nordwestfälisch-lippische Schwelle und damit auch das Blattgebiet im Obermiozän. Sie führte zum endgültigen Rückzug des Meeres, indem sich die Schwelle insgesamt heraushob. Gleichzeitig wurde dieser Raum weiter eingeengt, wie es die Einmuldung des Tertiärs vom Doberg bei Bünde (BURRE 1923) zeigt. An der Ibbenbürener Karbon-Scholle wird diese Presung durch die fein zermahlenen, von HAARMANN (1914) beschriebenen Erzgänge deutlich. Ergänzt werden diese Bewegungen im Bereich des Karbon-Horstes durch vertikal-tektonische Kräfte. Diese haben die Scholle um mindestens 160 m über ihre Umgebung emporgehoben. Dieser Zahlenwert geht hervor aus dem Unterschied der Höhenlage der Mittelmiozän-Vorkommen im Bockrader Graben, auf der Karbon-Scholle mit ca. + 60 m NN und im Vorland, in der Bohrung Recke UB 1 (BREYER 1971) mit ca. - 100 m NN.

Der Aufstieg der Karbon-Scholle vollzog sich auf den Bahnen der alten Randverwerfungen. Sie durchschneiden daher am Ostrand der Scholle beim „Tiefen Schafberger Stollen“ (GK25: 3712 Tecklenburg) die mittelmiozänen Schichten (HEINE 1861, WOLFF 1910, ANDERSON & INDANS 1969, THIERMANN 1970 a).

Das ausgehende Miozän, besonders aber das Pliozän ist nach HAACK (1925 a) durch die morphologische Herausarbeitung des Großreliefs der Landschaft dieses Raumes geprägt. Tektonische Bewegungen aus dieser Zeit sind ebenso wenig wie aus dem folgenden Quartär bekannt geworden. Die in den quartären Ablagerungen stellenweise zu beobachtenden Störungen haben keine tektonische Ursache, sondern sie gehen auf nachträgliche Sackungen von Torfen, abgeschmolzene Toteislinsen oder auch Erdfälle (THIERMANN 1975 b) durch Ablauung im Untergrund (s. Kap. 7.2.) zurück.

5. Nutzbare Ablagerungen

Der Vielfalt der geologischen Schichten auf dem Blattgebiet entspricht ein reichhaltiges Angebot nutzbarer Ablagerungen (SCHMEISSER 1888). Trotz der heute gestiegenen Anforderungen an die Beschaffenheit und Gewinnbarkeit haben sie ihre Bedeutung behalten, da sowohl Qualität und Lagerungsverhältnisse als auch die Transportmöglichkeiten günstig sind.

Als bedeutende Industriezweige haben sich dabei der Steinkohlenbergbau, die Gewinnung von Sand- und Tonsteinen aus dem Karbon für Bauwerke beziehungsweise die Ziegelherstellung und untergeordnet der Sandabbau aus dem Quartär entwickelt.

5.1. Brennbare Ablagerungen

Seit langem sind die Kohlen des Karbons bekannt. Erdöl und Erdgas wurden früher im Blattgebiet vermutet; sie haben sich aber bisher nur in Spuren in den Nachbarräumen finden lassen.

5.1.1. Erdöl und Erdgas

Aufgrund des geologischen Baus der mesozoischen Umgebung der Ibbenbürener Karbon-Scholle wurden ursprünglich auch im Blattgebiet Erdöl- und Erdgaslagerstätten vermutet und deshalb zur näheren Klärung Bohrungen (BREYER 1971, SCHUSTER 1971 c) abgeteuft. Diese Bestrebungen, insbesondere aber auch die daran geknüpften Inkohlungsuntersuchungen durch BARTENSTEIN & M. & R. TEICHMÜLLER (1971) führten zu einem negativen Ergebnis. So fehlen im Blattgebiet ebenso wie in seiner näheren Umgebung Erdöl und Erdgas, da durch das Ansteigen der geothermischen Tiefenstufe im Gefolge des Aufdringens des Bramscher Massivs zwischen „Wealden“ und Santon alle eventuell vorhandenen Lagerstätten dieser Art zerstört wurden. Die Gesetzmäßigkeiten der Verbreitung von Lagerstätten in der weiteren Entfernung haben BARTENSTEIN (1968), BOIGK & STAHL (1970), BARTENSTEIN & M. & R. TEICHMÜLLER (1971), M. & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN (1979) näher beschrieben.

5.1.2. Steinkohle

Die auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle teilweise auch zutage austreichenden Kohlenflöze aus dem Westfal B, C und D werden heute durch die Steinkohlenbergwerke der Preussag AG im Tiefbau gewonnen (HELLWEG 1942). Das Grubenfeld besteht aus dem etwas kleineren Westfeld, dem größeren Ostfeld und dem beide trennenden Bockrader Graben. Im einzelnen zerlegen durchlaufende Sprünge diese in mehrere kleine, gesondert benannte Felder (vgl. Kap. 4.1.1.).

Das Baufeld im Westen erstreckt sich etwa 4 500 m im Streichen und ungefähr 4 300 m in querschlägiger Ausrichtung. Die Ausdehnung des Baufeldes im Osten beträgt etwa 9 500 m in streichender Länge und ungefähr 4 000 m querschlägig. Das Feld des Bockrader Grabens ist 2 000 m breit und 4 000 m lang in streichender Erstreckung.

Der nördliche Teil dieser Baufelder greift auf das Blattgebiet über. Die nördliche Mutungsgrenze zwischen Obersteinbeck und der Bauerschaft Espel verläuft wenig südlich des Mittellandkanals, sonst wird sie ungefähr durch die Streckenführung der Tecklenburger Nordbahn bezeichnet.

Über die wechselvolle historische Entwicklung des Ibbenbürener Steinkohlenbergbaus berichteten JACOBI (1909), SOBBE (1899), KIFFE (1928), RICKELMANN (1935), CRAMER (1940), LEISSER (1951), FRICKE (1954 a) und zusammenfassend A. EBERT (1954), LUTTERBEY (1964) und RÖMHILD (1976 b). Über die Qualität und die Vorräte finden sich neuere Angaben bei BÄSSLER & VORHOFF (1971), K. EBERT (1971), HOYER & LEISSER & R. TEICHMÜLLER (1971) und HELLWIG & TREPTOW (1971).

Trotz der geringen tektonischen Beanspruchung ist die Ibbenbürener Steinkohle durch das Aufheizen des Gebirges beim Aufdringen des Bramscher Plutons in den tieferen Flözen bis zum Anthrazit-Stadium inkohlt. Sie weist damit einen wesentlich geringeren Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen auf als die vergleichbaren, ebenso alten Flöze des Ruhrreviers (LEISSER 1953, 1954).

Aufgrund des reichen Analysenmaterials konnten HELLWEG (1953) und HOYER & LEISSER & R. TEICHMÜLLER (1971) zeigen, wie zum Beispiel bei dem Flöz Glücksburg der Gehalt an Flüchtigen Bestandteilen im Blattbereich von 12 % im Süden bis auf 7 % im Norden abnimmt. Die Linien des gleichen Gehaltes an Flüchtigen Bestandteilen, die Isovolten, streichen Westnordwest - Ostsüdost. Auch nach der Tiefe hin nimmt die Inkohlung relativ rasch zu, so daß in geringer bauwürdiger Tiefe im mittleren Westfal C wertvolle Anthrazite vorkommen.

Im Blattbereich sind heute im Bockrader Graben die Schachanlage Bockraden und im Ostfeld die Anlagen von Oeynhausen, Nordschacht, Theodor und Morgenstern in Betrieb.

Durch den Wandel auf dem Energiemarkt in den 50er und 60er Jahren, bedingt durch das Vordringen des Heizöls, hat nach BÄSSLER & VORHOFF (1971) ein Großteil der bis dahin im Westfeld nachgewiesenen Kohlenvorräte in der Ibbenbürener Karbon-Scholle aus bergwirtschaftlichen Gründen aufgegeben werden müssen.

Zur Erforschung der tieferen Stockwerke des Westfeldes wurden in Teufen bis 1 300 m in den Jahren 1974/75 Untersuchungsbohrungen niedergebracht (vgl. Bohrung 12 - 14, Kap. 9). Diese ergaben jedoch Aufspaltungen der ursprünglich als bauwürdig vermuteten Kohlenflöze und komplizierte tektonische Verhältnisse. Der Abbau ist daher im Jahre 1979 im Westfeld ausgelaufen, und das Feld wurde stillgelegt. Jedoch konnten im Ostfeld durch die im Nordschacht südlich Mettingen niedergebrachte Untersuchungsbohrung UB 150 unter einer 300 m mächtigen flözarmen Schichtenfolge im oberen Westfal B mehrere wirtschaftlich abbauwürdige Flöze nachgewiesen werden. Damit sind nach HELLWEG & TREPTOW (1971) für das Ibbenbürener Revier sichere und wahrscheinliche Vorräte bis - 1 500 m NN von 300 Mio. t und sicher bauwürdige Vorräte in den gegenwärtig betriebenen Grubenfeldern und deren Reservefeldern bis - 1 200 m NN von 200 Mio. t anzunehmen. Der Ibbenbürener Bergbau ist damit noch für mehrere Jahrzehnte gesichert.

Abgebaut wurde zuletzt im Westfeld hauptsächlich das Flöz 2, das ungefähr der Flözgruppe Loki-Kobold des Ruhrkarbons entspricht (vgl. auch Abb. 2, S. 26 - 27). Die Gewinnung der Flöze Reden und Glücksburg kam hinzu. Im Bockrader Graben wird noch aus den Flözen 2 und Glücksburg gefördert. Im Ostfeld hingegen ist der Abbau in diesen Flözen

jetzt eingestellt und geht nunmehr in den wesentlich tiefer liegenden Flözen 53 und 54 um, die den Flözgruppen P und O des Ruhrkarbons entsprechen.

Nach BÄSSLER & VORHOFF (1971) besteht das Flöz 53 aus 80 - 110 cm Kohle und das Flöz 54 mit einer Gesamtmächtigkeit von 165 cm aus einer Ober- und einer Unterbank, die durch ein „Schiefermittel“ von 30 cm getrennt werden, so daß die reine Kohlenmächtigkeit 135 cm beträgt. Es sind dies ausschließlich hochwertige anthrazitische Kohlenflöze. Sie sind als hochglänzende, fusitarne Glanzstreifenkohle ausgebildet, doch ist die Streifung oft nur schwach entwickelt, so daß mächtige Glanzkohlenbänke auftreten. Die Heizwerte der Kohlen aus den Flözen 53 und 54 liegen nach BÄSSLER & VORHOFF (1971) zwischen 34 840 und 35 230 kJ/kg bezogen auf die aschefreie Substanz (af), die Kohlenstoffgehalte betragen zwischen 92,68 und 94,19 % bezogen auf die wasserfreie Substanz (waf).

Messungen der Gebirgstemperatur im Ibbenbürener Karbon bis ca. 1 420 m Tiefe ergaben nach BÄSSLER & VORHOFF (1971) einen Temperaturgradienten von 2,85° C/100 m. Er liegt damit deutlich niedriger als im Ruhrgebiet mit Werten zwischen 3,25 und 3,33° C/100 m. Der Abbau der hochwertigen anthrazitischen Steinkohlen ist im Ibbenbürener Revier deshalb auch in Teufen bis zu 1 200 m und darüber noch möglich.

Nach den Angaben der Preussag AG betrug die Förderung im Jahre 1979 insgesamt 2,181 Mio. t Steinkohlen. Die Untertageleistung je Mann und Schicht lag zuletzt bei 4,143 t.

Die ballastreichen Mitteltgute, Stäube und Schlämme werden in dem eigenen Kraftwerk genutzt, das 1979 insgesamt 1 245 Mio. kWh erbrachte.

5.1.3. Torf

Die Niedermoortorfe („Hn) haben keine Bedeutung erlangt, da sie meist durch eingewehte Sande, wie bei Bad Steinbeck, oder aber durch eingespülte und untergeordnet ebenfalls äolisch umgelagerte Tone und Feinsande wie etwa im Langenhofer Moor in ihrem Brennwert vermindert sind. Außerdem sind sie meist nur wenige Dezimeter mächtig und durch die häufigeren, nur mäßig zersetzten Holzreste auch schwer gewinnbar.

Bedeutungsvoll und wirtschaftlich noch heute genutzt werden die Hochmoortorfe („Hh) des Vinter Moores. Über dessen Erschließung und Nutzung hat zusammenfassend HEINROTH (1969) berichtet, seine Ergebnisse liegen dem Folgenden zugrunde.

Von dem ursprünglich weiter ausgedehnten Hochmoor sind heute im Blattbereich noch ungefähr 10 km² erhalten. Durch die erst 1915 begonnene Entwässerung und Kultivierung sackte das ursprünglich mehr als 3 m mächtige Moor auf etwa 2 m zusammen. Davon entfallen auf den unten liegenden, stark zersetzten Schwarztorf um 0,5 m und auf den darauf lagernden Weißtorf um 1,5 m.

Nach einem durch TACKE (in HEINROTH 1969) von der Moor-Versuchsanstalt in Bremen ausgeführten Gutachten eignet sich der Torf des Vinter Moores nicht für Brennzwecke, da der Weißtorfanteil zu hoch ist. Nur in den Notzeiten kam örtlich ein Brennstoffabbau in Gang.

Bald nach dem 1. Weltkrieg wurde im westfälischen Teil des Vinter Moores die „Mettinger Torfindustrie“ aufgebaut, die Streu- und Dünetorf produzierte. Der im Mettinger Moor, dem Südrand des Vinter Moores begonnene Abbau hat heute bereits den Rand des Espeler Moores erreicht. Seit einigen Jahren wird der Torf nicht mehr mit der Hand sondern mit Maschinen abgestochen (vgl. auch DILL 1973).

Nördlich der Landesgrenze siedelte sich auf niedersächsischem Gebiet (SCHNEEKLOTH 1973) nach 1930 die ebenfalls noch heute bestehende „Vinter Torfindustrie“ für die Streu- und Düngetorfherstellung an. Da jedoch der größere Teil des Vinter Moores nach der Art der Deutschen Hochmoorkultur (s. Kap. 8.2.3.) durch die Gemeinde Rothertshausen landwirtschaftlich genutzt wird, ist der Abbau hier weniger weit vorangeschritten.

Der bisher von der Abtorfung und landwirtschaftlichen Nutzung weitgehend verschonte Teil des Vinter Moores, das Espeler Moor, ist 1971 zum Naturschutzgebiet erklärt worden.

5.2. Steinsalz

Nordwestlich Recke, westlich der Bauerschaft Kreienfeld, treten im Untergrund tief versenkt wahrscheinlich Steinsalze im Zechstein und im Oberen Buntsandstein (Röt) der Trias auf. Steinsalze aus dem Oberen Jura stehen vermutlich in weiterer Verbreitung im Untergrund des Flachlandteiles an. Je nach ihrem Alter und ihrer Lage sind die Steinsalze unterschiedlich tief begraben. Eine Nutzung hat bisher noch nicht stattgefunden.

Die Zechstein-Salze liegen bei 2500 m Teufe. Über ihre Ausbildung ist nichts Näheres bekannt. Doch werden sie aus paläogeographischen Erwägungen wegen ihrer küstennahen Lage (RICHTER-BERNBURG 1955 b, 1959) neben der nur wenige Meter betragenden Mächtigkeit (s. Kap. 3.2.1.1.4.) auch von Anhydriten durchzogen sein.

Die Steinsalze des Röts, etwa 800 m über denen des Zechsteins, also in Teufen um 1700 m gelegen, sind ebenfalls vermutlich nur wenige Meter mächtig (s. Kap. 3.2.1.). Nach den Literaturangaben aus den Nachbargebieten (THIERMANN 1968, TRUSHEIM 1971) sind die Röt-Salze meist durch rote Tonflasern und Anhydrite verunreinigt.

In der weiteren Umgebung westlich und östlich Recke tritt das vermutete, wohl um 100 m mächtige Steinsalz des Münder-Mergels im verdeckten Ausstrichbereich des Berrias (Unterkreide) an die Basis des Quartärs oder Tertiärs. Es wird dort heute noch vom Grundwasser abgelaugt und führt, wie bei Bad Steinbeck, am Heiligen Meer (THIERMANN 1975 b) und bei Twenhusen (s. Kap. 7.2.) zu Erdfällen. In der näheren Umgebung von Recke taucht das Steinsalz unter jüngere Schichten des Juras und des Wealdens ab und liegt dort in Teufen um 700 m.

Nach den Bohrungen auf dem südlich anschließenden Blattgebiet 3712 Ibbenbüren in der Gemarkung Schierloh (THIERMANN 1970 a, SCHUSTER 1971 c) zu urteilen, hat das Münder-Mergel-Steinsalz eine gelbgraue Farbe und wird von Anhydritbänken von mehreren Metern Mächtigkeit und von millimeter- bis zentimeterdicken Tonsteinlagen durchzogen. Diese zeigten dort teilweise eine Erdölprägnierung und gaben beim Anschlagen einen Benzingeruch ab.

5.3. Erze

Im Blattgebiet treten neben bedeutungslosen Raseneisensteinbildungen und ebenfalls unbauwürdigen Toneisensteingeoden des Juras (SIMON 1966) Eisenerz- und Buntmetallerzvorkommen im Zechstein auf. Sie besaßen bis zum Beginn dieses Jahrhunderts im südlich anschließenden Raum (THIERMANN 1970 a, STADLER 1971 b) eine erhebliche wirtschaftliche Bedeutung.

In ihrer Verbreitung beschränken sich diese Vorkommen auf die Zechstein-Randstafeln der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Wirtschaftlich gewinnbare Mengen waren nur am Süd-

rand und Ostrand der Karbon-Scholle entwickelt und dort auch in mehreren Zechen abgebaut worden. Im Blattbereich versuchte allein die holländische Gesellschaft Oranien mit der Zeche Muck & Horst in der Bauerschaft Muckhorst südöstlich Mettingen Erze zu gewinnen. Doch die Vorräte waren zu gering und damit unbauwürdig. Der zwischen den Höfen Romeier und Hellager zutage ausgehende Stollen ist nicht mehr befahrbar, doch lassen sich auf der Halde am Stollenmundloch noch Erzstücke sammeln.

Über diese Vererzungen an der Ibbenbürener Karbon-Scholle liegen viele Beschreibungen vor, so zum Beispiel von HOFFMANN (1826, 1827 a, b), CAMBRESY (1859), CASTENDYK (1851, 1853 a, b), ROEMER (1857), HOERNECKE (1901), EINECKE & KÖHLER (1910), TIETZE (1912), HAARMANN (1914), A. EBERT (1954), LUX (1961), SCHREYER (1970) und THIERMANN (1970 a). Ausführlich und abschließend hat über diese Vorkommen STADLER (1971 b) berichtet. Seine Ergebnisse liegen dem Folgenden zugrunde.

Ähnlich wie bei den geologisch gleichartigen Vererzungen am Hüggel war man über die Entstehung der Erze zunächst unterschiedlicher Ansicht. Man erkannte jedoch bereits frühzeitig die metasomatische Bildung der Eisenerze. Schon HOFFMANN (1826) wies in seinen Betrachtungen über die Entstehung der Vererzung am Hüggel und Schafberg auf eine gemeinsame Genese der Eisen- und Buntmetallvererzungen aus aufsteigenden Lösungen hin.

Unterschiedlich sind jedoch die Ansichten über den Ursprung der Metalle und das Alter der Vererzung. HARRAS SCHNEIDER (1953) ordnete die Lagerstättenbildung dem Faltungs- und Magmenzyklus der variscischen Orogenese zu, während LOTZE (1954 b) und MEMPEL (1962) die Vererzungen als Folge der saxonischen Tektonik ansahen. Hinsichtlich der Herkunft der Metallkonzentration nahm MEMPEL (1962) an, daß diese aus älteren Lagerstätten im tieferen Untergrund (Devon oder Karbon), die mobilisiert wurden, in den überlagernden Zechstein „durchgepaust“ wurden. LOTZE (1954 b) und BORCHERT (1967) betrachteten hingegen die Vererzungen als direkte Folge einer tiefmagmatischen Tätigkeit, die mit dem Pluton des Bramscher Massivs im Untergrund zusammenhängt (SCHREYER 1969). Dieses wurde von STADLER (1971 b) bestätigt und gleichzeitig nachgewiesen, daß die Hauptphase der Vererzungen im Zuge des Aufdringens des Bramscher Massivs in der älteren Oberkreide stattfand. Sie war abgeschlossen, als die Ibbenbürener Karbon-Scholle mit der subherzynischen Gebirgsbewegung aufstieg.

Nur am Rande der Karbon-Scholle fanden die hydrothermalen Erzlösungen in den tiefreichenden Randspalten gute Aufstiegswege. Die Mineralisationen konzentrieren sich dabei auf die Nordwest-Südost und die Ost-West streichenden Haupttrandstörungen im Süden und Osten der Karbon-Scholle im Bereich des Blattes 3712 Ibbenbüren (THIERMANN 1970 a) und führten dort zu den wirtschaftlich gewinnbaren Erzkonzentrationen.

Im Blattgebiet hingegen sind nur Erzspuren gefunden worden. Sie gaben den Anlaß zur Verleihung der Grubenfelder Agatha auf Eisenstein, Oranien auf Eisenstein und Bleierz sowie Horst I auf Zinkerz bei Mettingen.

Nach den Untersuchungen von STADLER (1971 b) kommen die Erze in der typischen Abfolge einer hydrothermalen Vererzung vor. Dabei lassen sich eine karbonatische Hauptphase und eine sulfidische Nachphase unterscheiden.

In die Hauptphase fiel die Verwandlung der Zechstein-Kalke in Spateisenstein (= Brauneisenstein), wobei Struktur und Schichtung stark verwischt wurden (CASTENDYCK 1853 a).

Nach HOERNECKE (1901) sind die vererzten Partien unregelmäßig geformt und bilden stockwerkartige Massen in unterschiedlichen Niveaus. Die dolomitischen Teile wurden dagegen kaum in Spateisenstein umgewandelt.

Die Blei- und Zinkerze entstanden erst während der sulfidischen Nachphasen. Sie sind als Gangerze ausgebildet und durchtrümen auf Sprüngen und Klüften die vererzten Zechstein-Kalke. Ihre Begleitminerale sind Baryt, Calcit und Quarz. Die Buntmetallerze waren das Ziel des ursprünglich geplanten Abbaus der Zeche Muck & Horst der holländischen Gesellschaft Oranien.

5.4. Steine und Erden

Die Gewinnungstellen der im Blattgebiet an der Tagesoberfläche auftretenden Fest- und Lockergesteine sind in Abbildung 19 dargestellt. Genutzt werden gegenwärtig die Ton- und Sandsteine des Oberkarbons (vgl. VÖGLER 1977) auf dem Schafberg, die Schmelzwasserkiese im Bockrader Tal und die Sande in den weiten Flachlandbereichen (DOLEZALEK 1978). Die früher abgebauten Kalksteine des Zechsteins und die quarziti-schen Sandsteine des Oberen Juras werden heute nicht mehr genutzt (vgl. auch Lager-stätten I - Steine und Erden, 1973).

5.4.1. Sandstein

Im Blattbereich treten Sandsteine in Schichten des Oberkarbons und des Juras an der Tagesoberfläche auf. Als guter Sandstein hat sich jedoch nur der Oberkarbon-Sandstein bewährt. Eine Vielzahl von aufgelassenen Steinbrüchen auf der Karbon-Scholle lassen die ehemalige Bedeutung erkennen. Die früher vorherrschende Gewinnung als Baustein für den Hausbau ist eingestellt. Doch wurden noch bis in die 50er Jahre nach RÖMHILD (1974) aus den Sandsteinen Wohnbauten errichtet.

Gegenwärtig werden im Blattbereich die Sandsteine nur zeitweise an unterschiedlichen Stellen gebrochen. Diese werden dann in Handarbeit nach individuellen Aufträgen zu den neuerdings (RÖMHILD 1974: 213) stark gefragten Bossenverblendern von Grundmauern, Kaminen, Treppen- und Fensterplatten verarbeitet.

In jüngster Zeit wurden größere Sandsteinblöcke, insbesondere von der Firma Gebrüder Woitzel in Dickenberg, durch Diamantsägegatter in Platten zersägt und anschließend zu Bossensteinen speziell für den Innenausbau verarbeitet und unter dem Namen „Ibben-bürener Sandstein“ oder „Ibbenbürener Naturstein“ in den Handel gebracht (Mitt. G. RÖMHILD, Gesamthochschule Siegen).

In mechanisierten Großbetrieben mit mehrerend 100 000 t Jahresförderung werden die Sandsteine heute in den Nachbargebieten als Packlage für den Straßen-, Wege- und Wasserbau gewonnen (RÖMHILD 1974, 1976 a, THIERMANN 1975 a). Die Prüfungsergeb-nisse der Bundesanstalt für Straßenbau von zwei Sandsteinproben aus den Roten Schich-ten des Kälberberges, der Höhe 90,6 (TK 25: 3611 Hopsten) sind bei A. EBERT (1954: 91 - 92) und bei THIERMANN (1975 a: 135) wiedergegeben. Gesteinsphysikalische Werte der Ge-steine des Oberkarbons aus der Bohrung UB 150 im Nordschacht, also dem Untergrund des Ostfeldes, finden sich bei HUFFMANN (1971) und HEISIG (1971).

Eine Besonderheit in der Gewinnung von Packlage und Sandsteinschotter aus den Karbon-Sandsteinen stellt die von RÖMHILD (1974) näher beschriebene Bodensieberei

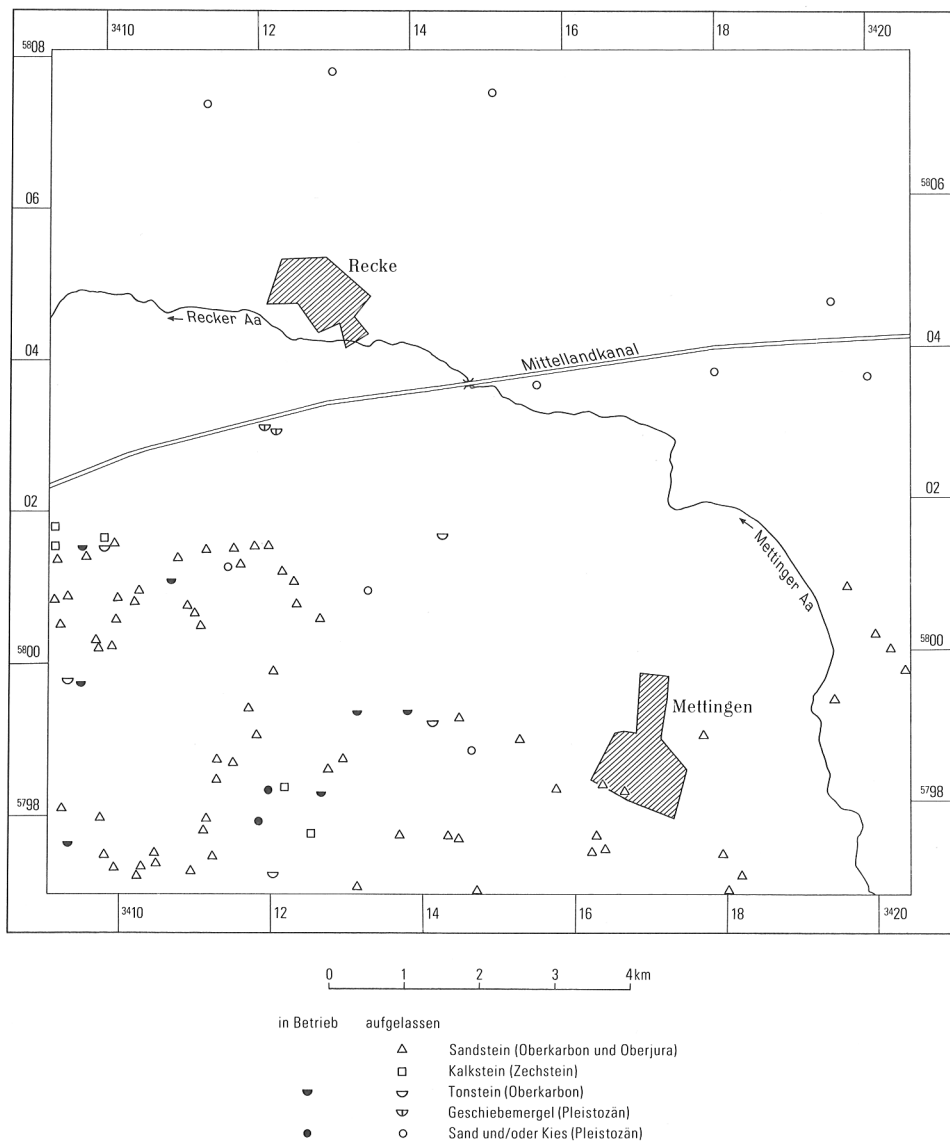


Abb. 19. Gewinnungsstellen von Steinen und Erden im Blattgebiet

dar. Sie war typisch für den westlichen Teil der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Ihre Blütezeit lag in der ersten Hälfte der 60er Jahre.

Zur Gewinnung des Steinmaterials wurde die bis etwa 2 m mächtige Verwitterungsschicht der Sandsteinbänke mit Ladegeräten über Förderbänder auf Fall- oder Rüttelsiebe geleitet. Der dabei erhaltene Sandsteinschotter war von wechselhafter, insgesamt nur

geringer Druckfestigkeit (meist unter 30 MN/m^2) und unterschiedlicher Körnung (3-10 cm). Doch war dies für den ländlichen Wirtschaftswegebau ausreichend. Der Aufschwung dieser Gewinnungsform hatte nach RÖMHILD (1974) seinen Grund in dem großen Bedarf im Rahmen der Flurbereinigung, des Wirtschaftswegebaus, der Wasserwirtschaft und der Landeskultur zu Verbesserung der ländlichen Struktur. Im Spitzenjahr 1964 wurden bis zu 10 000 t/ha Schotter auf diese Weise gewonnen.

Nach dem Abschluß der agrarordnerischen Maßnahmen und durch den technischen Wandel im Wegebau in der Mitte der 60er Jahre fand die Bodensieberei praktisch ihr Ende.

In der Bauerschaft Westerbeck nordöstlich Mettingen wurden früher die kieseligen Sandsteine des Oxfords (s. Kap. 3.4.3.1.) in ausgedehnten Steinbrüchen abgebaut. Der untere Teil der Sandsteine führt Schwefeleisen-Knollen und verwittert deshalb zu einem rotbraunen Mulm. Wegen dieser wenig günstigen Eigenschaften hat dieser Teil der Gesteinsfolge nur zur Wegebefestigung gedient. Der höhere feste, quarzitische Teil dagegen wurde zum Hausbau verwendet. Doch hat er sich wegen seiner schwierigen Bearbeitbarkeit und seines unregelmäßigen, linsigen Vorkommens nicht durchsetzen können. In den östlich anschließenden Räumen hingegen haben die Sandsteine des Malms wegen der besseren Festigkeit eine gewisse Bedeutung erlangt (UDLUFT 1929, SCHULZE 1975, GRAUPNER 1970).

5.4.2. Kalkstein

Die nicht vererzten, in der Bauerschaft Bockraden zutage austreichenden Zechstein-Kalke (vgl. Kap. 3.2.1.1.3.) wurden schon seit alten Zeiten gebrochen. Nach CRAMER (1940) wird zuerst 1556 urkundlich das Kalkbrennen mit Holz und später mit der Ibbenbürener Kohle erwähnt. Reste der Kalköfen für die bis in die jüngere Zeit fortgesetzte Branntkalkherstellung finden sich noch heute, wie etwa beim Hof Gersemann. Mit dem Aufkommen des Kunstdüngers und den allgemein angestiegenen Qualitätsanforderungen hat sich das Kalkbrennen nicht mehr rentiert und wurde nach RÖMHILD (1974: 198) dann im Jahre 1968 auf dem Schafberg endgültig eingestellt.

Der gebrannte Kalk hatte nach RÖMHILD (1974: 123) nur einen CaO-Gehalt von 70 - 80 %. Daher wurde er von den 30er Jahren an nur noch als Düngekalk genutzt. Seine Bedeutung hatte er unter anderem in der nach dem 1. Weltkrieg einsetzenden Kultivierung des Winter Moores (s. Kap. 3.7.2.3.1.).

Wegen seiner schwachen Verkiezelung und Dolomitisierung bilden die stark klüftigen, aus jeweils bis 10 cm mächtigen, durch bis 1 cm mächtige Mergellagen gebankten und mit 10° einfallenden, schwach bituminösen Zechstein-Kalke aber ein gutes Material für die Splittherstellung (Korngröße von 2-25 mm). Die Gesteinsfestigkeit liegt nach RÖMHILD (1974) zwischend $150 - 160 \text{ MN/m}^2$, stellenweise geht sie bis 180 MN/m^2 hinauf.

Wegen dieser günstigen Eigenschaften wurde der Zechstein-Kalk nach dem Ende der Branntkalkherstellung in der Zechstein-Scholle von Obersteinbeck zu Beginn der 60er Jahre durch die Firma Ahaus abgebaut. Die danach von der Firma Baumann fortgeführte Splittgewinnung wurde in mehreren tiefen Gruben betrieben. Sie fand dann Mitte der 70er Jahre bereits ein Ende, da die mit $10 - 20^\circ$ nach Norden einfallenden Schichten unter eine zunehmend mächtige, quartäre Überdeckung abtauchen. Der Abraum war damit zu groß geworden. Die Jahresleistung betrug nach RÖMHILD (1974: 200) 60 - 70 000 t. Die Gruben sind heute teilweise schon wieder verfüllt.

In den Vorkommen im Bockrader Graben ist bisher eine Splittgewinnung nicht in Gang gekommen. Die unter geringer Überdeckung vermuteten Vorräte erscheinen zu klein, um den mit hohen Investitionskosten belasteten Abbau wirtschaftlich zu betreiben.

5.4.3. Tonstein

Die etwas feinsandigen Tonsteine der Ibbenbürener und der Roten Schichten des Oberkarbons (im Bergbau auch als „sandiger Schiefert“ bezeichnet) sind seit jeher gesuchte Rohstoffe für die Ziegelherstellung gewesen. Nach CRAMER (1940) wurde die erste Ziegelei schon aus dem Jahre 1672 erwähnt.

Sowohl die Tonsteine als auch die sie einschließenden Sandsteine halten meist nicht lange in gleicher Mächtigkeit im Streichen aus (s. Kap. 3.1.). Sie vertreten sich vielmehr stellenweise.

Die grauen Tonsteine der Unteren Ibbenbürener Schichten (s. Kap. 3.1.2.1.), einige Meter unter dem Flöz Dickenberg, wurden in einer ausgedehnten Tongrube (R 09500, H 99800) südlich des Kälberberges durch die Ziegelwerke Carl Möller KG abgebaut. Eine von A. EBERT (1954) veröffentlichte Analyse, die vom Laboratorium der Georgsmarienwerke AG angefertigt wurde, hat das folgende Ergebnis gehabt:

SiO ₂	58,95 %	MgO	1,25 %	TiO ₂	0,73 %
Al ₂ O ₃	29,51 %	Mn ₃ O ₄	0,16 %	Glühverlust	6,80 %
CaO	0,00 %	FeO ₃	2,28 %		

Gesuchter sind in neuerer Zeit jedoch die sekundär rot- bis violettfarbenen, bis 30 m mächtigen Tonsteine unter den transgredierenden, primär schon roten Sandsteinen der Roten Schichten (vgl. Kap. 3.1.3.2.). Sie ergeben beim Brennen die beliebten intensiv roten Ziegelsteine. Im Blattgebiet werden sie gegenwärtig am Querenberg und bei Höhe 117,5 durch das Ziegelwerk A. Berentelg im Verband mit dem Ziegelwerk Espel gewonnen. Wie RÖMHILD (1974) beschrieb, liegen die Ziegelwerke selbst noch bei den ursprünglichen, heute aufgelassenen Tongruben, so daß ein LKW-Transport von der heute betriebenen Grube zu den Verarbeitungsstätten notwendig ist.

Am Nordhang des Kälberberges und dem Westhang des Martensberges bei Steinbeck werden diese roten Tonsteine durch die Firma F. Ahaus abgebaut und an Ziegeleien im Münsterland und im Oldenburger Land verkauft. Dort werden sie mit anderen Materialien wie Löß, Grundmoräne oder mesozoischen Tonen gemischt und dann erst zu Ziegeln gebrannt (vgl. auch GRAUPNER 1970: 76 und RÖMHILD 1974: 205).

Ein für die Ziegelherstellung sehr viel weniger geeignetes Material stellt die von großen Geschieben durchsetzte Grundmoräne dar (s. Kap. 3.7.1.3.1.3.). Der an der Oberfläche zu Geschiebelehm verwitternde Geschiebemergel besteht neben den Geschieben hauptsächlich aus sandigem und tonigem Schluff. Er war früher die Rohstoffgrundlage des Espeler Ziegelwerkes und wurde in einer ausgedehnten, heute aufgelassenen Grube (R 14330, H 01710) abgebaut.

5.4.4. Kies

Lehmige Fein- und Grobsande mit eingeschalteten Kiesbänken treten weithin in dem hügeligen Gelände zwischen Schlickelde und Mettingen in Form der Nachschüttsande zutage. Da ihre Mächtigkeit dort selten über 2 m hinausgeht, sind ihre Vorräte nur gering. So werden sie bisher auch nicht genutzt, zumal ihre Qualität durch die eingeschobenen lehmigen Komponenten gering ist.

Im Bockrader Graben hingegen treten Vorkommen bis 10 m mächtiger Vorschüttsande und Kames auf, die aus lehmigen Fein- bis Grobsanden mit Kiesen bestehen. Bei den Höfen Gerseemann, Lünemann und Wersburg bilden sie kleine Hügel, die durch Kiesgruben erschlossen sind.

Insbesondere das Vorkommen beim Hof Gerseemann wurde nach RÖMHILD (1974: 202) Ende der 60er Jahre intensiv abgebaut und als Füllboden für den Autobahnbau am Lotter Kreuz und zwischen Wersen und Tecklenburg verwendet. Die Kiese hingegen wurden dort zur Betonmischung verwertet.

5.4.5. Sand

Die fein- bis mittelkörnigen Sande der Niederterrasse stellen das an der Oberfläche am weitesten verbreitete Gesteinsmaterial dar. Hierzu kommen noch die Dünen, die Flugdecksande und die Schwemmsande der Uferwälle. Wegen ihrer feinen und gleichmäßigen Körnung sind die Sande als Mörtel- und Betonzuschlag nicht geeignet. Doch lassen sie sich gut bei der Kalksandstein-Herstellung verwenden, wie es bei dem Kalksandstein-Werk in Rheine-Gellendorf (TK 25: 3710 Rheine) geschieht. Im übrigen werden sie weithin in vielen kleinen Gruben zu Wegeausbesserungen, Aufschüttungen und dergleichen abgebaut.

Die Vorräte sind nicht unbedeutend. Ihre Mächtigkeit reicht bis zu 10 m. Allerdings ist der Flurabstand des Grundwassers meist gering.

6. Hydrogeologie

Von KARL HEINZ SUCHAN

Hydrogeologische Übersichtsdarstellungen des Blattgebietes brachten Blatt Münster (1956) der Hydrogeologischen Übersichtskarte 1:500 000, die Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1:500 000 (1973) sowie die Karte Hydrogeologie 1:500 000 (1978) aus dem Deutschen Planungsatlas. Die speziellen hydrogeologischen Gegebenheiten sind aus der Hydrogeologischen Karte 1:50 000 (Taf. 2 i. d. Anl.) ersichtlich. Als Grundlage hierfür diente Blatt 3612 Mettingen (1973) der Hydrogeologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000. Karten dieser Art sind vom Geologischen Landesamt NW, Krefeld, für das ganze Münsterland für den Dienstgebrauch angefertigt worden. Als Grundlage dienten die vorhandenen geologischen und hydrogeologischen Unterlagen, flächenhafte geoelektrische Messungen und ergänzende Geländeuntersuchungen. Zur Erkundung der quartären Mächtigkeiten und ihrer Ausbildung, der Überprüfung und besseren Deutung der geoelektrischen Messungen wurden zusätzlich drei Bohrungen im Blattgebiet niedergebracht. Weiterhin sollten diese Bohrungen Auskunft geben über den Verlauf quartärer Rinnen und der Quartär-Basis (s. Taf. 1 i. d. Anl.).

In der Tafel 2 sind Bereiche mit unterschiedlicher Transmissivität und Trennfugendurchlässigkeit ausgeschieden worden.

Die Transmassivität ist das Produkt aus dem Durchlässigkeitswert k_f und der Mächtigkeit eines grundwassererfüllten Grundwasserleiters mit freier oder gespannter Grundwasser Oberfläche. Dieser Wert entspricht dem Durchfluß von Grundwasser in einem Vertikalschnitt von 1 m Breite durch den gesamten grundwassererfüllten Leiter. Für die quartären Grundwasserleiter aus dem Blattgebiet liegen keine k_f -Wert-Berechnungen aus Pumpversuchen vor. Es wurden daher k_f -Werte aus vorhandenen Siebanalysen nach HAZEN (1893) berechnet. Die Durchlässigkeit der vorquartären Festgesteine beruht auf Schätzwerten.

Das Kapitel Hydrogeologie in den Erläuterungen zu einer geologischen Karte soll einen allgemeinen Überblick über die hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse im Blattgebiet vermitteln. Es kann hydrogeologische Spezialuntersuchungen nicht ersetzen.

6.1. Grundwasserneubildung

Für den Wasserhaushalt und somit für die Beurteilung der Grundwassergewinnungsmöglichkeiten ist die Kenntnis der durchschnittlichen jährlichen Grundwasserneubildung von entscheidender Bedeutung. Entnahmen, die die Grundwasserneubildung übersteigen, führen zu Störungen des Grundwasserhaushaltes.

Die Grundwasserneubildung ist abhängig von:

- klimatischen Faktoren
- geologisch-bodenkundlichen Faktoren
- geographischen Faktoren

Zu den klimatischen Faktoren gehören vor allem: Niederschlag, Sonneneinstrahlung, Wind, Luft- und Bodentemperaturen. Die geologisch-bodenkundlichen Faktoren werden bestimmt von der Durchlässigkeit des Bodens, der Ausbildung des Bodenprofils, dem Flurabstand des Grundwassers und den Grundwasserspiegelschwankungen. Zu den geographischen Faktoren gehören: Morphologie, Geländeneigung, Dauer, Ausdehnung und Häufigkeit von Überschwemmungen der Talauen, Verteilung von Wald, Acker und Grünland und die Besiedlung. Die Beziehung zwischen Niederschlag, Oberflächen- und Grundwasserabfluß sowie der Verdunstung zeigt die Wasserbilanzgleichung. In ihr sind die einzelnen Wasserhaushaltsgrößen gegenübergestellt. Die Gleichung des Wasserhaushaltes lautet:

$$N = A_o + A_u + V + (R - B)$$

Darin bedeuten:

N	Niederschlag (Regen, Schnee, Nebel, Tau, Hagel)
A _o	Oberirdischer Abfluß (in Bächen und Flüssen)
A _u	Unterirdischer Abfluß (Grundwasser)
V	Verdunstung (Evaporation und Evapotranspiration)
R	Rücklage (gespeichertes Wasser im Boden, in Seen und in Talsperren)
B	Aufbrauch der Rücklagen

Rücklage und Verbrauch können bei langjähriger Beobachtung vernachlässigt werden, da hier mit der Zeit ein Ausgleich stattfindet. Die Faktoren Niederschlag und oberirdischer Abfluß können relativ leicht gemessen werden. Schwierigkeiten bereitet dagegen die Messung der Verdunstung. Da viele Faktoren bei diesen Messungen zu berücksichtigen sind, ist eine genaue Erfassung der Verdunstung nicht möglich. Es werden daher im allgemeinen Mittelwerte genommen, die aus der Gleichung

$$V = N - A$$

berechnet werden.

Der unterirdische Abfluß entspricht im wesentlichen der Grundwasserneubildung. Löst man die Gleichung nach A_u auf, so ergibt sich:

$$A_u = N - V - A_o$$

Um genauere Angaben über die Grundwasserneubildung machen zu können, sind langjährige meteorologische und hydrologische Beobachtungen notwendig. Für das Blattgebiet selbst liegen Angaben dieser Art nicht vor. Doch können von SCHNELL (1955) Angaben aus unmittelbarer Nachbarschaft herangezogen werden, die auch für das Blattgebiet Mettingen repräsentativ sein dürften (vgl. Tab. 1, S. 18). Für das Flachland werden Beobachtungsergebnisse der Station Hörstel (TK 25: 3611 Hopsten) und Westerkappeln (TK 25: 3613 Westerkappeln) herangezogen. Für den im Südosten des Blattgebietes liegenden Teil der Ibbenbürener Karbon-Scholle wird auf Werte der Station Ibbenbüren (TK 25: 3712 Ibbenbüren) zurückgegriffen. In der Tabelle 8 sind die Jahresmittelwerte dargestellt.

Durch die Versickerung eines Teiles der Niederschläge in den obersten Grundwasserleiter findet eine Grundwasserneubildung statt. Die Menge der Versickerung ist abhängig von der petrographischen Ausbildung der zutage anstehenden Schichten, von der Tektonik und Auflockerung der zutage anstehenden Gesteine, der Hangneigung, dem Bewuchs und vielen anderen Faktoren.

Tabelle 8
Hydrologische Jahresmittelwerte

Station	Nieder- schlag (mm)	Verdun- stung (mm)	Abfluß $A_o + A_u$ (mm)	Abfluß- spende $A_o + A_u$ (l/s · km ²)
Hörstel	738	483	255	8,1
Westerkappeln	703	459	244	7,7
Ibbenbüren	789	475	314	10,0

6.1.1. Grundwasserneubildung in Festgesteinen

Aus dem im Süden des Blattgebietes liegenden Gebirgsland der Ibbenbürener Karbon-Scholle liegen keine Lysimetermessungen vor. Die Niederschläge auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle, gemessen an der Station Ibbenbüren (SCHNELL 1955), betragen 789 mm. Die Grubenwasserförderung im 1979 stillgelegten Westfeld der Ibbenbürener Karbon-Scholle, die eine Größe von 17 km² hat, betrug im Durchschnitt 8–10 Mio. m³ Wasser/Jahr (BÄSSLER 1970). Somit förderte der Bergbau Grundwasser in Höhe von 588 mm beziehungsweise 588 000 m³/km², also etwa 74,5 % der jährlichen Niederschläge. Nach KÖTTER (in KÖTTER & MAUSOLF 1962) ist es unwahrscheinlich, daß ein derart großer Niederschlagsanteil versickert. Er nimmt daher an, daß ein großer Teil der Grubenwasserförderung dem Vorland entstammt und leitet die Hälfte dieser Wassermenge aus den örtlichen Niederschlägen her. Dies würde bedeuten, daß ca. 37 % der jährlichen Niederschläge in den Untergrund versickern.

Die in diesem Bereich anstehenden Gesteine des Karbons (Sandsteine, Konglomerate und Tonsteine) sind oberflächennah stark zerklüftet und durch den vorhandenen Bergbau aufgelockert.

In einigen wenigen Bereichen jedoch sind die Schichten des Karbons über dem Grubengebäude durch den Bergbau noch nicht gestört. Ein Hinweis hierfür ist eine stark schütten-de Quelle, die am Westhang des Mittelgebirges zutage tritt. Durch die Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen können sich örtlich schwebende Grundwasserstockwerke ausbilden.

Quartäre Deckschichten sind im Westfeld der Ibbenbürener Karbon-Scholle entweder gar nicht oder nur in geringer Mächtigkeit vorhanden. Im Bockrader Graben und im Ostfeld können die quartären Deckschichten eine Mächtigkeit bis zu 30 m erreichen. In diesen Bereichen sind auch schwebende Grundwasserstockwerke vorhanden, die zum Teil für die Versorgung von Einzelgehöften genutzt werden.

Es kann somit mit einer guten Versickerung der Niederschläge gerechnet werden. Oberflächenabflüsse treten in der Karbon-Scholle auch nur bei starken Niederschlägen auf.

Aufgrund dieser Tatsachen muß angenommen werden, daß eine wesentlich höhere Niederschlagsmenge versickert als von KÖTTER (in KÖTTER & MAUSOLF 1962) angenommen wurde. Hierfür spricht auch die Abhängigkeit zwischen Grubenwassermenge und den Niederschlagsverhältnissen, die sich bis zu einer Teufe von 770 m unter Gelände bemerkbar macht (BÄSSLER 1970). Es bestehen allerdings keine Angaben darüber, wie hoch der Niederschlagsanteil im geförderten Grubenwasser ist.

6.1.2. Grundwasserneubildung in Lockergesteinen

In der Literatur werden unterschiedliche Angaben über den Versickerungsanteil der Niederschläge im Flachland gemacht. Aufgrund von Lysimetermessungen gibt SCHRÖDER (1969) in den Sanden der Senne einen Versickerungsanteil von 65 % und auf Löß 46 % der Jahresniederschläge an. Nach BOLSENKÖTTER (1963) zeigten jedoch Meßergebnisse, durchgeführt unter fast gleichen Bedingungen und Verhältnissen, unterschiedliche Werte.

Lysimetermessungen in St. Arnold bei Rheine (SCHRÖDER 1975) zeigten, daß die Versickerung der Niederschläge von der Art des Pflanzenbestandes abhängig ist. Aus den Messungen, die sich auf einen Zeitraum von 8 Jahren beziehen, geht hervor, daß bei Grünland über 50 % der Niederschläge versickern. Bei Eichen- und Buchenwald liegt die Versickerungsrate bei ca. 50 %, bei Kieferwald bei ca. 40 %. Die Messungen haben zugleich gezeigt, daß nicht die Niederschlagshöhe sondern der Zeitpunkt, zu dem der Niederschlag fällt, für die Versickerung ausschlaggebend ist. Der Versickerungsanteil der Niederschläge ist im Winter wesentlich höher als im Sommer.

RICHTER & RAMBOW (1961) schätzen, daß der Versickerungsanteil der jährlichen Niederschläge in den Sanden des südlichen Emslandes zwischen 15 und 25 % liegt.

In den klastischen Lockergesteinen der Unterkreide des westlichen Münsterlandes versickern nach BOLSENKÖTTER & KOCH (1973) 40–50 % der Gesamtniederschläge. Nach Lysimetermessungen in Gießen, durchgeführt über einen Zeitraum von 13 Jahren (HANS SCHNEIDER 1961, 1964), beträgt der Versickerungsanteil in lehmigen Sanden 44,2 %.

Für die im Flachlandanteil des Blattgebietes auftretenden Sande und Kiese des Quartärs ist mit Versickerungsraten zu rechnen, die bei etwa 30–40 % der Jahresniederschläge liegen. Legt man einen mittleren Jahresniederschlag von 738 mm und einen Versickerungsanteil von 30 % zugrunde, so würde die Grundwasserneubildung 222 mm beziehungsweise $222\,000\text{ m}^3/\text{km}^2$ betragen. Dies entspricht einer Grundwasserspense von $7,0\text{ l/s} \cdot \text{km}^2$.

Es kann angenommen werden, daß Vorfluter kleiner Einzugsgebiete in den Trockenzeiten des Sommers ausschließlich vom Grundwasser gespeist werden. Für die Station Hörstel (TK25: 3611 Hopsten) gibt SCHNELL (1955) eine Niedrigwasser-Abflußspense von $3,59\text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ an. In diesen Messungen ist allerdings die Grundwasserspense, die unterhalb der Bachsohlen abfließt und daher nicht erfaßt wird, nicht enthalten.

6.2. Grundwasserführung und Grundwasserreserven

6.2.1. Kluftgrundwasserleiter (Festgesteine)

In Festgesteinen erfolgt die Grundwasserbewegung auf Klüften, offenen Spalten und Schichtfugen. Die Grundwasserwegsamkeit ist somit abhängig von der petrographischen Ausbildung der Gesteine und der tektonischen Auflockerung, wobei die Kluftdichte, Kluftweite und Kluftlänge ausschlaggebend sind. Art und Menge von Einlagerungen tonigen Materials kann zu einer Verminderung der Durchlässigkeit der Klüfte und Schichtfugen führen.

Das Karbon des Schafberges besteht aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Konglomeraten, Schluffsteinen und Kohleflözen. Die Gesteine sind stark geklüftet und durch den umgehenden Bergbau aufgelockert. Die grobkörnigen Sandsteine besitzen ein hohes natürliches Kluftvolumen. Die Konglomerate sind grob ausgebildet und führen oft nur unzureichend Bindemittel, wodurch sie ein großes Porenvolumen besitzen. Diese Gesteine können daher als gute Grundwasserleiter bezeichnet werden. Die hydrogeologi-

schen Verhältnisse in der Ibbenbürener Karbon-Scholle sind allerdings durch den Bergbau stark beeinflusst. Das Grundwasser ist bis zu einer Tiefe von ca. - 170 m NN abgesenkt. In dieser Teufe tritt aber bereits Salzwasser auf.

In dem im Jahre 1979 stillgelegten Westfeld steigt das Grundwasser gegenwärtig wieder an. Der Grundwasserstand wird sich vermutlich auf + 60 m NN, das heißt Höhe des Mundlochs des Dickenberger Stollens (GK 25: 3611 Hopsten) als Überlauf einstellen.

Das Transgressionskonglomerat des Zechsteins ist stark wasserführend, wegen seiner geringen Mächtigkeit allerdings hydrogeologisch unbedeutend. Die Kalksteine dieser Formation sind stark geklüftet und stellen daher Schichten mit nennenswerter Grundwassersewegsamkeit dar. Die maximale Mächtigkeit dieser Gesteine beträgt 40 m. Der Kupferschiefer ist hydrogeologisch von Bedeutung, da er als Grundwasserstauer die Basis der Kalksteine bildet.

Gesteine der Trias treten nur in der Umrandung der Karbon-Scholle und östlich Mettingen zutage. Im zentralen Teil des Blattes werden sie von einer mehr oder weniger mächtigen quartären Deckschicht, zum Teil auch vom Tertiär, überlagert.

Die Schichten des Buntsandsteins, eine Wechselfolge von Tonstein und Sandstein, enthalten im Nordwesten des Blattgebietes Steinsalze. Diese Salze keilen jedoch in Richtung Südosten rasch aus. Im Bereich von Mettingen und in der Umrandung der Karbon-Scholle sind weder im Buntsandstein noch im Muschelkalk Steinsalzeinlagerungen vorhanden. Aus den Sandsteinen und Kalksteinen des Buntsandsteins und Muschelkalks könnten daher nennenswerte Grundwassermengen gefördert werden. In größeren Tiefen muß jedoch auch dort mit dem Auftreten von versalzenem Grundwasser gerechnet werden.

Die Ablagerungen des Keupers, Ton- und Tonmergelsteine mit Einlagerungen von Sandsteinen, liegen im Blattgebiet unter mächtigen quartären Bedeckungen. Bedingt durch die geringe Mächtigkeit der Sandsteineinlagerungen sind diese Gesteine für die Wasserversorgung weniger geeignet.

In einem großen Teil des Blattgebietes wird das Quartär von den Gesteinen des Juras unterlagert.

Lias und Dogger bestehen aus Ton- und Tonmergelsteinen mit geringmächtigen Einlagerungen von Kalksandsteinen. Sie sind daher als Grundwassernichtleiter zu bezeichnen, wobei sie jedoch örtlich im oberflächennahen Bereich an Störungen und Klüften Grundwasser führen können.

Von den Ablagerungen des Juras haben die Schichten des Malms die größte Verbreitung im Blattbereich. Die Schwammgesteine (Spiculite) und Sandsteine des unteren Malms (Oxford) besitzen eine gute Trennfugendurchlässigkeit und sind daher für die Wassergewinnung geeignet. Nördlich Mettingen wurden in jurassischen Schichten jedoch in einer Tiefe von 20-30 m bereits Salzwasser erbohrt.

Die Ton- und Mergelsteine mit Fasergips und Anhydrit des oberen Malms müssen als Grundwassernichtleiter angesprochen werden. Da die Münder-Mergel in ihrem oberen, bereits zur Unterkreide gehörenden Teil auch Steinsalz führen, können auch die darüber liegenden quartären Lockergesteine versalzenes Grundwasser enthalten. So entstammen die in Bad Steinbeck (R 09 800, H 03 350) in der Oberen Niederterrasse genutzten Badewässer (FRICKE 1954 a, b, c; FRICKE & MICHEL 1970) den durch Auslaugung der Münder-Mergel-Salze entstandenen Solen.

Im mittleren und nordwestlichen Blattbereich liegen unter mächtiger quartärer und zum Teil auch tertiärer Bedeckung die Ablagerungen des „Wealdens“ (= Bückeberg-Folge). Diese Ton- und Mergelsteine mit Einlagerungen von Kalksteinen führen vermutlich versalzenes Grundwasser.

Die tertiären Sedimente setzen sich aus Tuffiten, feinsandigen Tonsteinen und tonigen Feinsanden zusammen. Sie können für eine Wasserversorgung nicht herangezogen werden.

Die Schichten des Paläozoikums und Mesozoikums sind - außer im Bockrader Graben - für eine Wasserversorgung bisher noch nicht in Anspruch genommen worden. Für die Errichtung von Wasserwerken müßten daher erst Spezialuntersuchungen durchgeführt werden.

6.2.2. Porengrundwasserleiter (Lockergesteine)

Der größte Teil des Blattbereiches wird von Lockergesteinen des Quartärs bedeckt. In diesen Porengrundwasserleitern ist die Durchlässigkeit abhängig von der Korngrößenzusammensetzung und dem nutzbaren Porenvolumen. Die Porendurchlässigkeit sinkt mit steigendem Anteil von Ton und Schluff.

Die quartären Ablagerungen im Blattgebiet bestehen vorwiegend aus Fein- bis Mittelsanden, in denen öfter auch Schluffe und Tone eingelagert sind. Die lithologische Beschaffenheit dieser Ablagerungen ändert sich sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung.

Im Verlauf der Recker (= Mettinger) Aa ist eine Südost - Nordwest streichende Rinne vorhanden, in der relativ reine Mittelsande auftreten. Das Quartär erreicht dort eine Mächtigkeit von über 45 m. Westlich und östlich dieser Rinne besitzen die quartären Lockergesteine noch eine Mächtigkeit bis zu 35 m, wobei in diesen Bereichen jedoch schluffige und tonige Einlagerungen auftreten.

Für die öffentliche Wasserversorgung werden die quartären Ablagerungen bisher nicht genutzt. Inwieweit größere Grundwassergewinnungsanlagen in den quartären Rinnen errichtet werden können, müßte durch Spezialuntersuchungen erkundet werden.

6.3. Chemische Beschaffenheit des Grundwassers

Die Beschaffenheit des Grundwassers ist für die Trinkwasserversorgung von größter Bedeutung. Bestimmt wird der hydrochemische Charakter eines Grundwassers von der Art und Menge der in ihm gelösten Stoffe. Dies ist wiederum abhängig von der petrographischen Ausbildung sowie der Lagerung und Verteilung der Schichten, in denen sich das Grundwasser bewegt. Aber auch weitere Faktoren, wie Ausbildung der Deckschichten, Bodennutzung, Düngung und Abwasserversickerung sowie die Verweildauer des Grundwassers im Gestein, der Einfluß von Uferfiltraten und aufsteigenden Tiefengrundwässern bestimmen die chemische und hygienische Qualität des Grundwassers. Durch verschiedene chemische, physikalische und biologische Vorgänge, wie zum Beispiel Sulfatreduktion, Hydrolyse, Verdunstung, Ionenaustausch an Tonmineralien und Mischung mit Wässern aus anderen Herkunftsbereichen, wird die chemische Zusammensetzung der im Wasser gelösten Stoffe fortlaufend verändert.

Die Gefahr einer chemischen oder hygienischen Verunreinigung (z. B. BOLSENKÖTTER & HILDEN 1971) in einem Porengrundwasserleiter ist relativ gering, da er, bedingt durch die

Tabelle 9
Grundwasseranalysen

Nr.	entnommen aus	Lage		Schichtenfolge an der Entnahmestelle	Gesamt- härte (°d)	pH	Na ⁺		K ⁺		Ca ²⁺	
		R	H				(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)	(mg/l)	(mval)
1	Brunnen	20050	97520	Quartär	11,0	7,8	10	0,43	1	0,03	58	2,89
2	Brunnen	19620	98990	Quartär	18,4	8,1	25	1,09	1	0,03	104	5,19
3	Brunnen	19720	98900	Quartär	13,6	8,0	9	0,39	1	0,03	75	3,74
4	Brunnen	19450	01375	Quartär	21,5	8,4	4	0,17	2	0,05	136	6,79
5	Brunnen	18000	02750	Quartär	6,2	7,7	7	0,30	10	0,26	30	1,50
6	Brunnen	18780	04990	Quartär	7,1	7,3	11	0,48	19	0,49	38	1,90
7	Brunnen	11025	07200	Quartär	10,6	4,6	7	0,30	33	0,84	61	3,04
8	Brunnen	13650	07550	Quartär	9,3	4,5	14	0,61	9	0,23	50	2,50
9	Brunnen	16750	05575	Quartär	9,9	5,1	16	0,70	27	0,69	45	2,25
10	Brunnen	13970	06120	Quartär	2,7	4,2	9	0,39	7	0,18	11	0,55
11	Quelle	09850	03350	Quartär	13,0	7,6	13	0,57	1	0,03	49	2,45
12	Brunnen	11550	01525	Quartär	5,2	9,7	18	0,78	7	0,18	26	1,30
13	Brunnen	16750	99980	Quartär	8,7	6,6	13	0,57	2	0,05	46	2,30
14	Brunnen	16350	03490	Quartär	5,8	3,3	14	0,61	1	0,03	27	1,35
15	Brunnen	14990	01220	Quartär	10,5	7,1	23	1,00	4	0,10	59	2,94

Analytiker: H. WERNER

Tabelle 9 (Fortsetzung)

Nr.	Mg ²⁺ (mg/l) (mval)	Fe ²⁺ (mg/l) (mval)	Mn ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l) (mval)	SO ₄ ²⁻ (mg/l) (mval)	HCO ₃ ⁻ (mg/l) (mval)	NO ₃ ⁻ (mg/l) (mval)	Summe der Ionen (mg/l) (mval)
1	13 1,07	—	<0,2	64 1,81	157 3,27	67 1,10		395 10,6
2	17 1,40	0,2 <0,01	<0,2	78 2,20	47 0,98	256 4,20		573,2 15,1
3	14 1,15	0,2 <0,01	<0,2	46 1,30	75 1,56	183 3,00		446,2 11,2
4	11 0,90	1 0,04	<0,2	71 2,00	118 2,46	305 5,00		651 17,4
5	9 0,74	0,2 <0,01	<0,2	36 1,02	45 0,94	6 0,10		165,2 4,9
6	8 0,66	9 0,32	<0,2	64 1,81	43 0,90	18 0,29		285 6,9
7	9 0,74	0,3 0,01	<0,2	60 1,69	120 2,50	6 0,10		368,3 9,2
8	10 0,82	0,2 <0,01	<0,2	60 1,69	77 1,60	6 0,10		301,2 7,6
9	16 1,32	12 0,43	<0,2	75 2,12	177 3,68	6 0,10		377 11,3
10	5 0,41	11 0,39	<0,2	36 1,02	63 1,31	—		144 4,3
11	27 2,22	0,3 0,01	<0,2	43 1,21	68 1,42	183 3,00		385,3 10,9
12	7 0,58	0,6 0,02	<0,2	43 1,21	94 1,96	6 0,10		206,6 6,1
13	10 0,82	0,3 0,01	<0,2	46 1,30	85 1,77	12 0,20		269,3 7,0
14	9 0,74	12 0,43	<0,2	75 2,12	74 1,54	—		215 6,8
15	10 0,82	0,6 0,02	<0,2	78 2,20	69 1,44	18 0,29		327,6 8,8

verminderte Grundwasserfließgeschwindigkeit und die damit verbundene größere Verweildauer des Wassers im Gestein ein recht gutes Reinigungsvermögen besitzt. In Kluftgrundwasserleitern dagegen ist die Gefahr einer Verunreinigung des Grundwassers gegeben. Offene Klüfte ermöglichen eine große Grundwasserfließgeschwindigkeit und besitzen nur ein geringes, zum Teil auch kein Reinigungsvermögen. Bedingt dadurch kann es in Kluftgrundwasserleitern sehr schnell zu chemischen und hygienischen Verunreinigungen des Grundwassers kommen.

Um eine hydrochemische Beurteilung des Grundwassers im Blattgebiet vornehmen zu können, wurden 15 Wasserproben entnommen, die im Chemischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen untersucht wurden. Die Analysen sind in Tabelle 9 aufgeführt. Die geringe Anzahl der Analysen erlaubt allerdings nur eine beschränkte Aussage über den chemischen Charakter des Grundwassers im Blattbereich.

6.3.1. Grundwassertypen im Gebirgsland

Der Chemismus des oberflächennahen und tiefen Grundwassers der Ibbenbürener Karbon-Scholle wurde eingehend in einer Arbeit von BÄSSLER (1970) untersucht. Dabei wurden Wasserproben von der Oberfläche bis zu einer Teufe von - 850 m NN entnommen. Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich im wesentlichen auf die Ergebnisse dieser Untersuchungen.

Dort, wo die quartären Lockergesteine eine größere Mächtigkeit erreichen, ist noch unbeeinflusstes Grundwasser vorhanden. Diese schwebenden Grundwasserstockwerke werden zum Teil noch für die Einzelversorgung von Gehöften und Weidebrunnen genutzt.

In der Ibbenbürener Karbon-Scholle können drei Arten von Grundwasser unterschieden werden:

- Wasser der oberflächennahen Grundwasserleiter. Diese Wässer sind gering mineralisiert und meteorologisch beeinflusst. Sie gehören dem Ca-Mg-Na-SO₄-Cl-HCO₃-Typ an. Meteorologische Einflüsse konnten an Störungszonen bis zu einer Tiefe von - 400 m NN nachgewiesen werden.
- sekundär durch Bergbaueinfluß (SEMMLER 1962) aufgrund von Sulfid-Oxidation verändertes Grundwasser. Dieses Wasser gehört zum Ca-Mg-SO₄-Typ.
- fossiles, stark mineralisiertes, tiefes Grundwasser, das dem Na-Ca-(Mg)-Cl beziehungsweise Na-Cl-Typ angehört. Bei diesen stark versalzten Grubenwässern der tiefen Lagerstättenbereiche handelt es sich vermutlich um Formationswasser des Karbons.

Nach KÖTTER (in KÖTTER & MAUSOLF 1962) stammt ein großer Teil des stark mineralisierten Wassers der Karbon-Scholle aus dem Vorland. Er nimmt an, daß an randlichen Störungszonen, bedingt durch die starke Absenkung im Bereich der Lagerstätte, mineralisiertes Grundwasser (DIENEMANN & FRICKE 1961) aus dem Vorland in die Karbon-Scholle eindringt. BÄSSLER (1970) dagegen vertritt die Auffassung, „daß die stark versalzten Grubenwässer der Lagerstätte heute keine Zufuhr durch Auslaugung von Salzlagerstätten aus dem Vorland erhalten“.

Die Grenze Süßwasser/Salzwasser liegt nach BÄSSLER (1970) bei ca. - 100 m NN, örtlich jedoch auch, bedingt durch Bergbaueinflüsse bei - 180 und - 300 m NN.

6.3.2. Grundwassertypen im Flachland

Die hydrochemische Beschaffenheit des Grundwassers der quartären Lockergesteine im Blattgebiet ist recht unterschiedlich. In diesen Ablagerungen herrscht ein Ca-(Na)-

SO₄-Cl-Typ vor. Weiterhin ist ein Ca-(Mg-Na)-HCO₃-SO₄-Typ zu verzeichnen. Der zum Teil recht hohe Sulfatgehalt ist auf die Zersetzung pflanzlicher und torfiger Substanzen und die Einwirkung landwirtschaftlicher Düngung zurückzuführen. Der Chloridgehalt des Grundwassers ist schwankend. Zum Teil stammen die Chlorid-Ionen aus der Verunreinigung des Bodens durch Abwasserversickerung der Gehöfte, im Raum nördlich Mettingen, in der Verlängerung des Bockrader Grabens und bei Steinbeck vermutlich aus salzhaltigen Wässern, die auf tektonischen Elementen (Quer- und Längssprünge) aufsteigen. Die Gesamt-Ionensumme schwankt zwischen 144 und 651 mg/l. Die Härte liegt zwischen 5,8 und 18,4°d. Der Eisengehalt des Grundwassers ist besonders im nördlichen Vorland recht hoch. Da, wo die quartären Lockergesteine torfige und moorige Einlagerungen enthalten, weisen die Wässer einen erhöhten Gehalt an aggressiver Kohlensäure auf.

Die in einem Flachbrunnen in der Oberen Niederterrasse gefaßten Wässer der „Schwefelquelle“ des Bades Steinbeck (R 09 800, H 03 350) gehen auf nicht näher lokalisierbare Sprünge des tieferen, hier aus Gesteinen des steinsalzführenden Münder-Mergels aufgebauten Untergrundes zurück. Der Schwefelwasserstoffgehalt beruht auf Umsetzungen dieses Tiefengrundwassers mit den etwas bituminösen Lagen des Münder-Mergels und des „Wealdens“, wie GRUPE (1933), FRICKE (1954 a, b, c), DIENEMANN & FRICKE (1961) geschildert haben. Nach FRICKE (1954 b) gehört das Wasser des Bades Steinbeck zum Ca-Mg-SO₄-Typ. Der Schwefelwasserstoffgehalt beträgt 1,48 mg/l.

6.4. Grundwassergewinnung

Die Wasserversorgung im Blattgebiet erfolgt vorwiegend über Brunneneinzelservierungen. Der Ort Mettingen ist dem Wasserversorgungsverband des Kreises Tecklenburg angeschlossen und bezieht sein Wasser vom Wasserwerk Dörenthe (TK25: 3712 Ibbenbüren; vgl. THIERMANN 1970 a). Einzelgehöfte und die übrigen Streusiedlungen versorgen sich durch Einzelbrunnen. Aber auch Betriebe besitzen eigene Brunnen, aus denen zum Teil größere Mengen an Grundwasser entnommen werden.

Da in den tieferen Bereichen der quartären Lockergesteine eisenreiches und manganhaltiges Wasser vorhanden ist, haben die Brunnen der Einzelservierungen meist nur eine geringe Teufe. Im Raum Ibbenbüren erfolgt die Trinkwasserversorgung aus dem Bockrader Schacht. Dort wird zum ersten Mal aus einem sich noch in Betrieb befindenden Bergwerksschacht Grundwasser für die Trinkwasserversorgung genutzt. Hierzu werden die Wasserzuflüsse zwischen 65 und 170 m Schachttiefe gefaßt (BÄSSLER 1968).

Die Wasserqualitäten lassen im Blattbereich, außer in der Rinne im Verlauf der Recker (= Mettinger) Aa, oft zu wünschen übrig. Diese Aabachrinne mit den mächtigen quartären Ablagerungen und dem relativ guten Grundwasser könnte für eine zentrale Wasserversorgung genutzt werden.

7. Ingenieurgeologie

Von JAKOB KALTERHERBERG

Nach Morphologie und Geologie lassen sich im Blattgebiet Mettingen zwei Großeinheiten unterscheiden, die auch ingenieurgeologisch bedeutungsvoll sind. Die relativ hochliegende Ibbenbürener Karbon-Scholle im Südwesten besteht im wesentlichen aus flözführenden oberkarbonischen Festgesteinen. In ihrer Umrandung tritt Zechstein-Kalk auf, über dem Carbonatkarst mehrere Erdfälle verursacht hat. Der Felsuntergrund dieser Scholle wird örtlich von Lockerschichten wie Fließerde und Lößlehm sowie Bachablagerungen in den Taleinschnitten verdeckt.

Im Flachlandteil sind im Untergrund den muldenförmig gelagerten mesozoischen Schichten (Recker Mulde) Anhydrit-, Gips- und Salzschiefern eingeschaltet (im Röt und an der Grenze Jura/Kreide), über deren Auslaugungshohlräumen Erdfälle bis zur Tagesoberfläche eingebrochen sind. Der oberflächennahe Teil der Schichtenfolge wird von Lockerschichten (Sande, Schluffe, Torfe) des Pleistozäns und Holozäns eingenommen, die etwa 12-14 m mächtig sind und hochstehendes Grundwasser aufweisen.

Der Grundwasserspiegel steht im Niederungsgebiet auf großen Flächen weniger als 1,5 m unter der Geländeoberfläche. Dies ist für die ingenieurgeologische Beurteilung von besonderer Bedeutung. Da der Grundwasserspiegel im Jahresverlauf und über mehrere Jahrzehnte unterschiedliche Tiefen einnimmt, werden zwei typische Grundwasserganglinien für die Zeit 1961-1976 nach Unterlagen des Landesgrundwasserdienstes für die Umgebung von Recke mitgeteilt (Abb. 20). Insgesamt betrugen für den Beobachtungszeitraum von 15 Jahren die Höhenunterschiede des Grundwasserspiegels für Peilrohr TE 23 etwa 1,40 m und TE 24 etwa 1,20 m, in anderen hier nicht mitgeteilten Meßstellen teilweise nur 1 m. In normal feuchten Jahren kann ein Flurabstand des Grundwassers zwischen 0,80 und 1,50 m auf weiten Flächen angenommen werden.

7.1. Ingenieurgeologische Beurteilung der Schichten

Aus dem Blattgebiet Mettingen liegen dem Geologischen Landesamt NW keine Baugrundgutachten oder sonstige bodenmechanische Untersuchungen vor. Es wurden deshalb von typischen Schichten Proben entnommen, an denen einige bodenmechanische Kennwerte bestimmt wurden (Tab. 10). Die Beurteilung dieser Ergebnisse führt dazu, daß materialmäßig gleichartige Ablagerungen mit ähnlichem Verfestigungsgrad zusammengefaßt werden können, obwohl sie nach der Genese in der geologischen Karte differenziert dargestellt sind.

Es können also einerseits Sande unterschiedlicher Genese bodenmechanisch nicht getrennt werden, andererseits aber auch beispielsweise als Fließerden auskartierte Schichten je nach Korngrößenzusammensetzung in bodenmechanischer Hinsicht sich teilweise wie Sand, teilweise wie Schluff verhalten. Unter diesem Gesichtswinkel ist die folgende stark vereinfachte ingenieurgeologische Beurteilung zu verstehen.

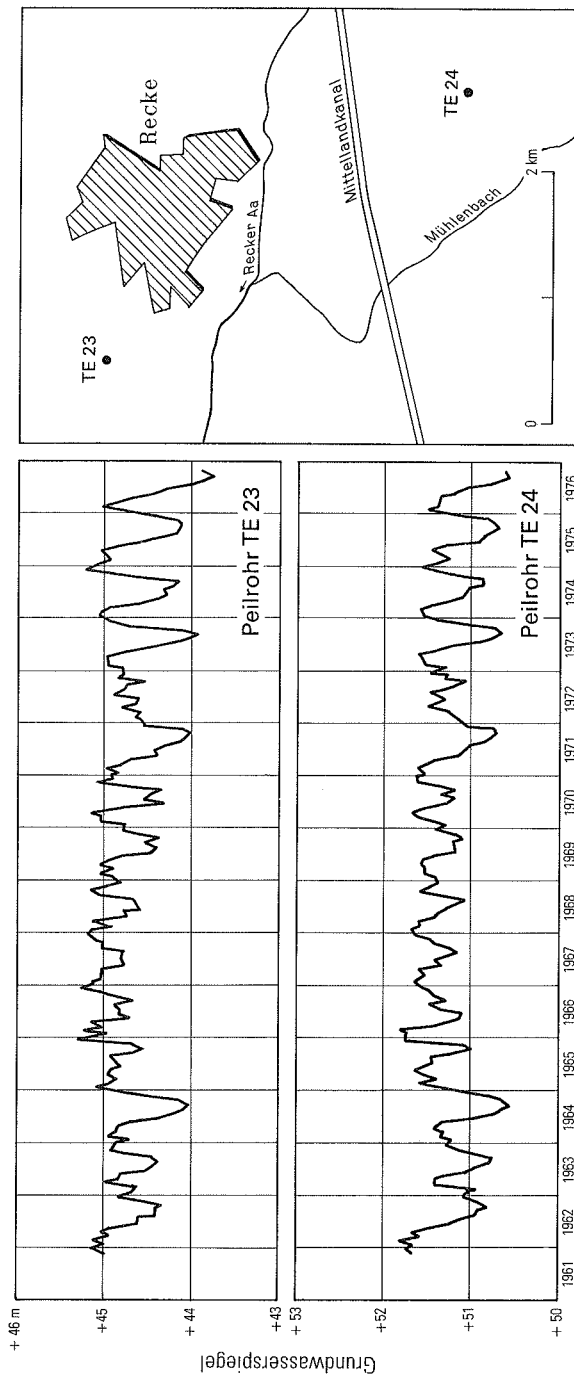


Abb. 20. Grundwasserganglinien 1961 - 1976 in der Umgebung von Recke

Tabelle 10

Bodenmechanische Kennwerte

Proben-Nr.	geologische Schicht an der Entnahmestelle	Entnahmetiefe (m)	Alter	Korngrößen (mm)				Porenanteil (%)	Kornwichte (kN/m ³)
				0,002 - 0,06	0,06 - 0,2	0,2 - 2	2 - 63		
7	Niedermoor	1,20	Holozän	58	13	19		67	24
3	Hochmoortorf	0,4-0,5	Holozän						
11	Auensand	0,90	Holozän	6	67	27		31-38	26,4
13	Auensand	1,3-1,4	Holozän	1	30	69		29,0	26,5
2	Jüngere Dünen	1,7	Holozän	2	52	46		32,0	26,4
1	Ältere Dünen	1	Holozän/Pleistozän	1	60	39		33,0	26,4
9	Ältere Dünen	1,15	jüngstes Pleistozän	10	57	33		34,0	26,4
10	Talsand der Niederterrasse	0,70	Weichsel-Kaltzeit	6	54	40		30,9	26,3
6	Talsand der Niederterrasse	0,9-1,0		3	55	42		31,0	26,4
4	Flugdecksand	1,2-1,3	Weichsel-Kaltzeit	-	40	60		31,8	26,4
14	Sandlöß	3,55-3,65	Weichsel-Kaltzeit	48	40	8		39,0	26,6
15	Löß	2,0-2,1	Weichsel-Kaltzeit	63	24	5		31-33	26,5
5	Uferwall	1,0	Weichsel-Kaltzeit	1	59	40		36,5	26,3
16a	Fließerde, bindige Lage		Weichsel-Kaltzeit	27	34	30	2	25-28	26,8
16b	Fließerde, sandige Lage		Weichsel-Kaltzeit	4	46	48	1	32,0	26,4
12	Nachschüttisand	0,9-1,0	Saale-Kaltzeit	11	35	29	22		-
8	Grundmoräne	1,20	Saale-Kaltzeit	26	34	28		24,5	26,5
G1	Fließerde			75	9	3			-
G2	zersetzter Tonstein		Lias	27	8	5			-

Tabelle 10 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Wichte des Bodens (kN/m ³)	innerer Reibungswinkel (°)	Kohäsion (kN/m ³)	E-Modul bei Seitendruck von 5 N/cm ² einem (MN/m ²)	Wassergehalt (% des Trocken- gewichts)	Porenanteil bei lockerster Lagerung n _{min} (%)	Porenanteil bei dichtester Lagerung n _{max} (%)	Lagerungsdichte $D = \frac{n_{\text{max}} - n}{n_{\text{max}} - n_{\text{min}}}$ (%)
7	8	14,2		1,1	84-98			
3	1,4	7,7	13	1,4	ca. 550			
11	17-18	37		41	16-22	0,44	0,29	0,77
13		37		40	16,0	0,46	0,29	0,96
2	17,8	37		50	4	0,43	0,31	0,84
1	17,7	37		-	4,7	0,42	0,31	0,81
9	17,5	36		53	7,5	0,42	0,30	0,63
10	18,1	36		30	17,0	0,45	0,31	1,0
6	18,1	37		45	8-12	0,43	0,30	0,88
4	18,0	36		55	4,0	0,43	0,31	0,89
14	16,3	29	20	34	6,0			
15	18,0	28	30	27	18,0			
5	16,7	34		76	3,3	0,45	0,33	0,63
16a	19,5	32	20	25	12,0			
16b	18,1			75	3,8			
12	-				13			
8	-	32	20	-				
G1	-							
G2	-							

Als Fels werden die im Südwesten des Blattgebietes, in der Ibbenbürener Karbon-Scholle und ihrer Umrandung, kartierten Gesteine zusammengefaßt. Es treten auf: Tonsteine, Sandsteine, Konglomerate, untergeordnet Steinkohlenflöze (teilweise abgebaut) des Oberkarbons, Zechstein-Kalk, Ton-, Mergel-, Kalk- und Sandsteine der Trias und des Juras, letztere im östlichen Teil des Blattgebietes.

Die Schichten des Oberkarbons sind in Nordost-Südwest streichende Falten gelegt und von Kluft- und Störungsflächen durchtrennt. Die Störungsflächen verlaufen vorwiegend parallel zum Schollenrand, also Nordwest-Südost, aber auch in Nordost-Südwest-Richtung.

Der Zechstein-Kalk tritt am Rand der Ibbenbürener Karbon-Scholle zutage, streicht vorwiegend Ost-West bis Nordwest-Südost und fällt mit 20-35° zum Vorland ein.

Aus dem Zechstein-Kalk wurden mehrere orientiert entnommene Proben im gesteinsphysikalischen Laboratorium des Geologischen Landesamtes NW auf Bruchfestigkeiten untersucht. Bei Seitendruck von 10 MN/m² (100 kp/cm²), 30 MN/m² (300 kp/cm²), 90 MN/m² (900 kp/cm²) ergaben sich unterschiedliche Bruchfestigkeiten je nachdem, ob die Längsachse der zylindrischen Gesteinsproben (Probenlänge 8,5 cm, Proben-Ø 3,6 cm) parallel zum Streichen oder Einfallen der Schichtflächen liegen. Die Bruchlasten liegen zwischen 50 und 350 MN/m² (500 und 3 500 kp/cm²), wobei in der Auftragung σ_1 - σ_3 zu σ_3 die Bruchlinie für Proben mit Längsachse parallel zum Streichen mit zunehmendem Seitendruck σ_3 deutlich flacher ansteigt, als diejenige für Proben mit Längsachse parallel zum Einfallen. Zur Deutung dieser Materialeigenschaft kann angenommen werden, daß die größere Bruchfestigkeit des Gesteins in der tektonischen Einengungsrichtung beziehungsweise Verkippungsrichtung und die relativ geringere Bruchfestigkeit in Richtung quer dazu, also parallel zur Dehnungsrichtung liegt. Es könnte aber auch eine sedimentär vorgegebene Anisotropie als Ursache vorliegen.

Sowohl in den Gesteinen des Oberkarbons als auch im Zechstein-Kalk sind die vorwiegend senkrecht zur Schichtung stehenden Klüfte deutlich ausgeprägt.

Bauwerksgründungen im Fels sind im allgemeinen unproblematisch, wenn sichergestellt ist, daß keine Einwirkungen aus unterirdischen Bergbauaktivitäten auf die Geländeoberfläche vorliegen. Hierzu sind unbedingt Erkundigungen beim zuständigen Bergamt oder beim Betreiber der Zechen einzuholen. Die Werte für Fundamentdimensionierung und Bodenpressung können - bei intaktem Untergrund - der DIN 1054 entnommen werden. Hochbauten sollten entweder ganz im Fels oder ganz in den örtlich darüber lagernden Fließerden gegründet werden.

Für den Bau von Verkehrswegen sind für Einschnittsböschungen unbedingt spezielle Untersuchungen des Trennflächengefüges in Beziehung zur geplanten Böschung anzuraten, ebenso für die Gründung von Hochbauten in der Nähe von Böschungsoberkanten.

Das in Einschnitten gewonnene Gesteinsmaterial kann in abgestufter Körnung für den lagenweisen Einbau mit künstlicher Verdichtung im Dammbau verwendet werden. Ausnahmen bilden Steinkohle und manche Tonsteine, die bei längerer Einwirkung der Atmosphärien zu Ton zerfallen können und dann entsprechende Eigenschaften annehmen. Verwitterte Tonsteine sind also nur bedingt einbaufähig.

Über dem Zechstein-Kalk können Verkarstungserscheinungen (Erdfälle) auftreten, zum Beispiel im Süden von Mettingen. Die bekannt gewordenen Erdfälle sind in der geologischen Karte eingetragen.

Sand ist auf besonders großen Flächen im Blattgebiet verbreitet. Hierzu gehören die Falsande der Niederterrasse, pleistozäne und holozäne Dünensande, pleistozäne Flugdecksande, die jungen Auensande und Sande der Uferwälle, teilweise auch sandige Fließerden, die aus Gesteinsbrocken und sandigem Abrieb- beziehungsweise Verwitterungsmaterial bestehen, sowie Vorschütt- und Nachschüttands.

Die bodenmechanischen Kennwerte dieser Sande sind sich ziemlich ähnlich, wie der Tabelle 10 zu entnehmen ist. Bei Mittelsandansteilen von 27 – 69 %, Feinsandgehalten von 30 – 67 % und Schluffgehalten von 0 – 10 % liegen die Kornverteilungskurven eng zusammen. Die Porenvolumina wurden mit 29 – 38 %, die Trockenraumgewichte mit 16,7 – 18,1 kN/m³ (1,67 – 1,81 Mp/m³) bestimmt. Die Proben mit hohem Mittelsandanteil haben relativ kleine Porenvolumina 29 – 32 %, unabhängig von der Entstehungsart. Auch für die Winkel der inneren Reibung lassen sich aus den Versuchsergebnissen keine Unterschiede in Beziehung zur Entstehung ablesen.

Die Steifezahlen bei einem Seitendruck von 5 N/cm² (0,5 kp/cm²) wurden mit 30 – 50 MN/m² (300 – 500 kp/cm²) ermittelt, mit Einzelwerten bis ca. 75 MN/m² (750 kp/cm²). Auch dabei ist eine Beziehung zu geologischem Alter und geologischer Entstehung nicht deutlich. Die Verdichtungsziffern von 62 – 100 % weisen die Sande als dicht gelagert aus.

Eine abweichende Kornverteilungskurve konnte in den Nachschüttandsen der Saale-Kaltzeit nördlich Mettingen (Probenentnahmestelle 12) nachgewiesen werden. Trotz des Anteils von etwa 14 % an Schluff wurde dieses Material gemeinsam mit den Sanden dargestellt.

Bauwerke können in den Sanden mit Einzel-, Streifen- und Plattenfundamenten gegründet werden.

Die Werte für Fundamentdimensionierung und Bodenpressung können den Tafeln der DIN 1054 für mitteldicht bis dicht gelagerte Sande entnommen werden. Hierfür ist besonders zu berücksichtigen, ob die Sande ständig oder zeitweise unter dem Grundwasserspiegel liegen, beziehungsweise wie stark sich der Abstand der Gründungssohle zum Grundwasserspiegel verringern kann. Für Gründungen unter dem Grundwasserspiegel sind Grundwasserabsenkungen mit Schwerkraftverfahren, eventuell aber auch mit dem Unterdruckverfahren erforderlich. Keller sollten bis zum maximal möglichen Grundwasserspiegel abgedichtet werden (Bewehrung der Kellersohle gegen Auftrieb). Es sollte durch Bohrungen überprüft werden, ob keine humosen oder bindigen Schichten im Untergrund vorkommen, die starke Setzungen oder Setzungsdifferenzen verursachen können.

Die relativ gleichförmigen Sande sind für den Einbau in Dämme geeignet. Es sollte vorher in Versuchen der optimale Wassergehalt und der Umfang der Verdichtungsarbeiten festgestellt werden, da bei zu starker Verdichtung wieder eine Auflockerung eintreten kann. Es muß berücksichtigt werden, daß der Sand leicht erodierbar ist und bei Aufbau eines Strömungsdrucks im Dammkörper leicht zu Rutschungen (Fließrutschungen) neigt.

Zu Schluff können großenteils Fließerden, aber auch Löß, Sandlöß, Lößlehm, Auenlehm und Grundmoräne zusammengefaßt werden. Die größeren zusammenhängenden Flächen treten im südöstlichen Blattbereich auf, insbesondere in den Tälern und im Vorland der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Die Korngrößenverteilung zeigt ein relativ ungleichförmiges Material mit Schluffanteilen von 30 – 76 %, Tongehalten von 4 – 12 % und Sandgehalten von etwa 12 – 64 %. Trotz der teilweise noch hohen Sandanteile verhält sich das Material wie bindiger Boden. Die Porenvolumina betragen für Grundmoräne und bindige

Fließerde 25 – 28 %, für den Löß und Sandlöß 36 – 39 % (vgl. Tab. 10). In diesem Unterschied wird einerseits die Ungleich- beziehungsweise Gleichförmigkeit der Korngrößen deutlich, andererseits aber wohl auch die unterschiedliche Entstehung. Dementsprechend unterscheiden sich auch die Trockenraumgewichte, die zum einen mit 20 kN/m^3 ($2,0 \text{ Mp/m}^3$) und zum anderen mit ca. $16,5 \text{ kN/m}^3$ ($1,65 \text{ Mp/m}^3$) ermittelt wurden. Im dreiaxialen Druckversuch ergaben sich Winkel der inneren Reibung von ca. 32° (Fließerde und Grundmoräne) beziehungsweise von $28 - 29^\circ$ (Löß, Sandlöß), die Kohäsion für alle vier Bodenarten zu etwa 20 kN/m^2 ($0,2 \text{ kp/cm}^2$). Die Steifezahlen können schließlich bei einem allseitigen Druck von 50 kN/m^2 ($0,5 \text{ kp/cm}^2$) mit $20 - 30 \text{ MN/m}^2$ ($200 - 300 \text{ kp/cm}^2$) angesetzt werden.

Alle unter Schluff zusammengefaßten Böden sind wasser- und frostempfindlich. Sie können bei dynamischer Beanspruchung (Befahren mit Baumaschinen) und gleichzeitiger Vernässung ihre sonst oberhalb des Grundwasserspiegels vorhandene steife beziehungsweise halbfeste Konsistenz verlieren und weich oder breiig werden.

Gründungen von Bauwerken im Schluff sollten mit untereinander verbundenen und konstruktiv leicht bewehrten Streifenfundamenten von mindestens $0,50 \text{ m}$ Breite und Einbindetiefe erfolgen. Die Gründungssohle muß wegen der erforderlichen Frostsicherheit und eventuell auftretender Volumenänderungen des Bodens mindestens $1,20 \text{ m}$ unter Gelände liegen. Die Werte für Fundamentdimensionierung und Bodenpressung können den Tafeln der DIN 1054 in Beziehung zur festgestellten Konsistenz des Bodens (wenn mindestens steife Konsistenz vorliegt) entnommen werden. Es hat sich bewährt, bei Gründungen im Schluff die unterste Lage des Baugrubenaushubs über der Gründungssohle vorsichtig von Hand auszuheben und die Gründungssohle sofort mit 5 cm Magerbeton als Sauberkeitsschicht abzudecken. Ist der Boden in der Gründungssohle jedoch vernäßt, so sollte ein Mehraushub von $10 - 15 \text{ cm}$ vorgenommen werden, der durch Feinsand ersetzt werden soll, in den der bindige Boden bei Belastung entwässern kann.

Die Arbeitsräume neben den Kelleraußenwänden sollten sorgfältig mit lagenweise einzubauendem und festzustampfendem Schluff verfüllt werden.

Gründungen von Bauwerken in Schluffen unter dem Grundwasserspiegel sind problematisch. Es sind Grundwasserspiegelabsenkungen nach Unterdruckverfahren oder - bei geringen Absenkungsbeträgen - auch mit dem Kiesandeckverfahren erforderlich. Vorteilhaft ist in solchen Fällen ein teilweiser Baugrundersatz unter den Fundamenten, um zu erwartende Setzungen und Setzungsdifferenzen möglichst gering zu halten. Geplante Keller sind bis zum maximal möglichen Grundwasserspiegelstand gegen drückendes Wasser abzudichten oder bei geringen Eintauchtiefen mit Flächen- und Ringdränagen trocken zu legen (vgl. DIN 4095). Spezielle Baugrunduntersuchungen sind unumgänglich.

Als Dammbaustoff sind die schluffigen Böden wegen ihrer Wasserempfindlichkeit nur bedingt geeignet. Bei feuchter Witterung können sie meist gar nicht eingebaut werden oder nur in lagenweisem Wechsel mit Kiessand, Schlacke oder ähnlichem grobkörnigem Material.

Zu Ton sind nur die Verwitterungsbildungen der mesozoischen Gesteine im östlichen Blattbereich zu rechnen. Der Lias-Ton hat etwa 60% Tonanteile. Bei Feuchtigkeitsänderungen im Ton muß mit Volumenänderungen (Schrumpfen, Schwellen) gerechnet werden. Als Winkel der inneren Reibung können Werte von $10 - 15^\circ$ und als Kohäsion von $20 - 50 \text{ kN/m}^2$ ($0,2 - 0,5 \text{ kp/cm}^2$) angesetzt werden. Die Steifezahl dürfte für ungestörten Verwitterungston mit $15 - 30 \text{ MN/m}^2$ ($150 - 300 \text{ kp/cm}^2$) zu veranschlagen sein.

Auch für Gründungen im Ton können bei wenigstens steifer Konsistenz die Werte für Fundamentdimensionierung und Bodenpressungen der DIN 1054 entnommen werden. Es sollte besonderes Augenmerk darauf gelegt werden, daß der Ton im Gründungsbereich beziehungsweise unter dem Kellerfußboden nicht schrumpfen oder schwellen kann. Frostfreie Gründung (mindestens 1,20 m tief unter Gelände) ist unbedingt erforderlich.

Grundwasserabsenkungen können am besten mit offener Wasserhaltung vorgenommen werden. Geplante Keller sind bis zum maximal möglichen Grundwasserspiegel abzudichten oder durch Flächen- und Ringdränagen trockenenzulegen (s. DIN 4095).

Der Ton ist als Dammbaustoff nicht geeignet.

Die Torfablagerungen sind ebenfalls in einigen Proben untersucht worden. Danach besteht das Niedermoor aus 58 % Schluff, 10 % Ton, 13 % Fein- und 19 % Mittelsand. Die Trockenraumgewichte wurden für das Niedermoor zu 8 kN/m^3 ($0,8 \text{ Mp/m}^3$) und für das Hochmoor zu $1,4 \text{ kN/m}^3$ ($0,14 \text{ kp/m}^3$) bestimmt (vgl. Tab. 10). Bei Wassergehalten von 84–550 % des Trockengewichtes ergaben sich Steifezahlen von $1–1,5 \text{ MN/m}^2$ ($10–15 \text{ kp/cm}^2$) bei alseitigem Druck von 50 kN/m^2 ($0,5 \text{ kp/cm}^2$).

Der Torf führt teilweise bis zum fünffachen des Eigengewichtes an Wasser und kann dies bei Belastung oder Grundwasserabsenkung auch abgeben. Damit sind erhebliche Volumenänderungen verbunden. Außerdem setzt sich die Zersetzung der organischen Substanz fort.

Der Moorboden beziehungsweise Torf ist weder als Baugrund noch als Dammbaustoff geeignet. Er sollte für Bauwerksgründungen ausgeräumt und durch lagenweise einzubauenden und zu verdichtenden Kiessand oder ähnliches ersetzt werden. Dazu ist in der Regel vorher eine Grundwasserabsenkung (meist offene Dränung mit Gräben und Sickerschlitzen) erforderlich. Bei größeren Torfmächtigkeiten kann eine Tiefgründung mit Pfählen oder Brunnen in dem darunter folgenden Sand sinnvoll sein.

Auch für den Verkehrswegebau sollte ein Baugrundersatz vorgenommen werden. Es kommen auch besondere Erdbauverfahren (Moorsprengungen, Einbau von Reibungsfüßen u. ä.) in Betracht, die genaue Baugrunderkundungen voraussetzen.

Künstliche Aufschüttungen erfordern vor einer Bebauung unbedingt spezielle Baugrunduntersuchungen. Die zu treffenden Maßnahmen hängen von der Zusammensetzung der Auffüllung ab, aber auch von der Auflagefläche und deren Neigung (z. B. Halden auf der Karbon-Scholle). Eventuell können künstliche Tiefenverdichtungen, Baugrundersatz, Injektionen oder Tiefgründungen erforderlich sein.

7.2. Erdfälle

Erdfälle sind von einer Bebauung auszuschließen. Sie sind besonders in der nordöstlichen Umrandung der Ibbenbürener Karbon-Scholle anzutreffen, wo seit dem Jahre 1900 über drei aktuelle Beispiele Berichte vorliegen (KARRENBURG & WOLTERS 1965, WOLLE/NÖH 1934, WORTMANN 1961). Diese Erdfälle sind über Auslaugungshohlräumen des Zechsteins entstanden. Die relativ geringe Größe weist - abgesehen von den Beispielen von Ambergen westlich Mettingen - auf Einbrüche über Carbonatkarst (Zechstein-Kalk) hin.

In dem in der geologischen Karte gekennzeichneten Bereich für das Ausstreichen der Schichten des Malms und der Unterkreide unter den quartären Deckschichten können ebenfalls Erdfälle auftreten. Einige Beispiele hierfür sind in der geologischen Karte angegeben, so etwa 2 km nördlich Mettingen, beiderseits des Mittellandkanals sowie nörd-

lich, westlich und südlich der Lokalität „Auf der Haar“. Bei Bad Steinbeck am Westrand des Blattgebietes liegen zwei weitere Erdfälle, die einem breiten Streifen mit Erdfällen angehören, der vom Gebiet des Nachbarblattes Hopsten herüberreicht und in der nördlichen Umrahmung der Ibbenbürener Karbon-Scholle verläuft. In den Schichten des Oberen Juras und der Unterkreide kommen Salz- und Gipsablagerungen vor, die vom fließenden Grundwasser gelöst werden. Über den dadurch entstandenen oder entstehenden Hohlräumen kann das Deckgebirge röhrenartig einbrechen oder - bei mehr flächenhafter Auslaugung - zu flachen Mulden abgesenkt werden. Diese Senkungsmulden oder Erdfälle sind großenteils mit jungen Moorbildungen oder torfigen Schichten aufgefüllt.

Eine genaue Abgrenzung der salz- und gipsführenden Schichten im Kartenbild ist aus den wenigen bisher vorliegenden Bohrungen nicht möglich.

8. Böden

Von HANS-JÜRGEN DUBBER

Die Bodenverhältnisse des Blattgebietes Mettingen sind ausführlich in der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000, Blatt L 3712 Ibbenbüren (1977) dargestellt. Einen Überblick gibt die Bodenübersichtskarte 1:300 000 von Nordrhein-Westfalen (1953). In der Abbildung 21 sind die Böden nach den vorherrschenden Bodentypen vereinfacht zu Bodeneinheiten zusammengefaßt. Weniger verbreitete Bodentypen wie zum Beispiel Ranker und Rendzina wurden den Haupttypen zugeordnet.

Auf repräsentativen Flächen wichtiger Bodeneinheiten (MÜCKENHAUSEN 1957, 1962) wurden Aufgrabungen vorgenommen und horizontweise Proben für physikalische und chemische Analysen genommen. Die Ergebnisse der Bodenuntersuchungen sind in Tabelle 12 (S. 150 - 153) aufgeführt.

8.1. Faktoren der Bodenbildung

Auf die Bodenbildung im Untersuchungsgebiet wirken vor allem Klima, Ausgangsgestein, Relief und menschlicher Einfluß ein. Da diese Faktoren zum Teil bereits in Kapitel 2.1. ausführlicher behandelt worden sind, werden sie nachstehend nur soweit erläutert, als sie die bodenbildenden Prozesse beeinflussen (z. B. Basen- und Silikatgehalt des Ausgangsgesteins) oder für die Nutzung der Böden von Interesse sind (z. B. Trockenperioden oder Grundwasserschwankung).

Der von den Niederschlägen im Boden versickernde Teil (vgl. Kap. 6.1.) bewirkt eine abwärts gerichtete Stoffwanderung. Dieses Sickerwasser ist die Ursache für eine Auswaschung an Basen in mittlerem Umfang; es fördert ferner die chemische Verwitterung und bewirkt auf diese Weise die Tonneubildung und Nährstoffnachlieferung LAATSCH (1957: 82). Das im Regenschatten des Teutoburger Waldes liegende Untersuchungsgebiet besitzt ein Sommermaximum (Juli, August) und ein Frühjahrsminimum (Februar bis Mai). Für die Beurteilung der Ertragsfähigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden spielt neben der Höhe der Niederschläge auch ihre Verteilung eine Rolle. Niederschlagsarme Perioden, die während der Vegetationszeit das Pflanzenwachstum auf trockenen Standorten deutlich beeinträchtigen können, treten, wie REICHERT (1963) feststellte, etwa alle 3 - 4 Jahre (Tab. 11) auf.

Tabelle 11
Mittlere Zahl der Trockenperioden Münster 1891 - 1930

	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
4 - 7 Tage	0,9	1,0	1,1	0,9	0,6	0,9
8 - 14 Tage	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,5

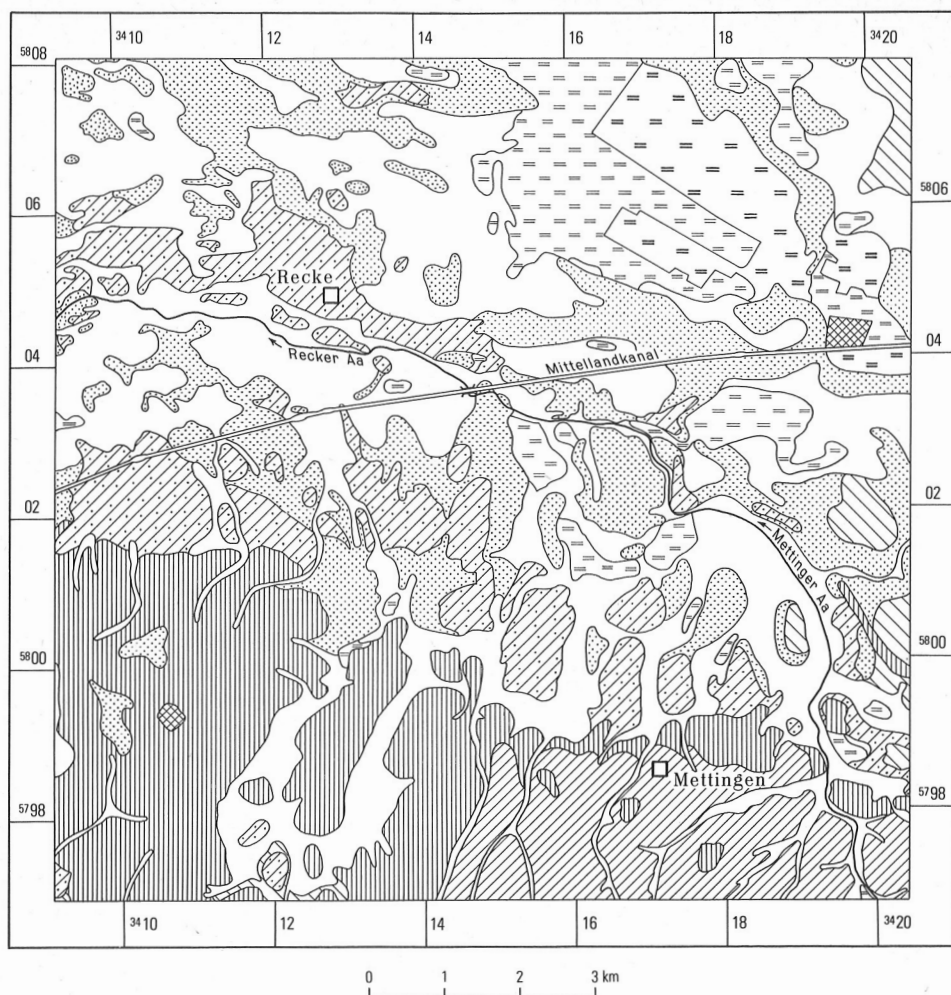


Abb. 21. Bodenkundliche Übersicht

In dem Flachlandteil des Blattgebietes sind ebene Sandflächen weit verbreitet. Ausgangsgestein der dort vorkommenden Böden ist bis auf die Flächen, die eine deutliche Flugsanddecke tragen, der Sand der Niederterrasse. Dieser besteht überwiegend aus Fein- und Mittelsand mit einem geringen Ton- und Schluffgehalt (G_o und G_r -Horizont der Prof.



schluffig-lehmiger Sand, vielfach lehmiger Sand 6 — > 20 dm
lehmiger Sand, Sandstein und Tonstein



schwach lehmiger bis lehmiger Schluff 6 — > 20 dm
sandiger Lehm oder Sandstein



Mittel- bis Feinsand 6 — > 20 dm
Sand, stellenweise schluffig oder lehmig



schwach steiniger lehmiger Sand,
z.T. steiniger sandiger Lehm 0 — 6 dm
steiniger sandiger Lehm oder toniger Lehm bis lehmiger Ton



schluffiger Lehm, lehmiger bis stark lehmiger Sand
oder Sand 6 — 10 dm
schluffiger Sand oder Sand



Niedermoor- oder Hochmoortorf 3 — 10 dm oder Hochmoortorf 3 — > 20 dm
Sand, stellenweise schluffig oder lehmig



Torf und Sand 5 — 15 dm
Sand, stellenweise schluffig oder lehmig



humoser Fein- bis Mittelsand,
stellenweise lehmiger Sand 5 — 10 dm
Sand, z.T. steinig oder lehmig, 2 — > 15 dm
sandiger Lehm



Braunerde, stellenweise pseudovergleyt oder podsoliert
aus Sandlöß (Pleistozän), Nachschütt sand (Pleistozän) oder
Sand- und Tonstein (Oberkarbon, Jura) mit lehmig-sandiger
Deckschicht

Parabraunerde, stellenweise pseudovergleyt
aus Löß (Pleistozän), vielfach über Geschiebelehm (Pleistozän)
oder Sandstein (Oberkarbon)

Podsol, stellenweise Gley-Podsol
aus Flugsand (Holozän, Pleistozän), z.T. über Sand der Niederterrasse (Pleistozän)

Pseudogley, stellenweise Podsol-Pseudogley
aus Geschiebelehm mit sandiger Deckschicht (Pleistozän)
oder Ton- und Mergelstein (Jura); schwache, z.T. mittlere
Staunässe bis in den Oberboden

Gley, stellenweise Podsol-Gley
aus lehmigen bis sandigen Bachablagerungen (Holozän, Pleistozän); mittlerer Grundwasserstand 4 — 8 dm unter Flur

Niedermoor oder Hochmoor
aus Niedermoor- oder Hochmoortorf (Holozän) über fluvialem Sand (Holozän, Pleistozän) oder Sand der Niederterrasse mit lückenhafter Flugsanddecke (Holozän, Pleistozän)

Hochmoor, abgetorft oder tiefgepflügt, über Podsol-Gley oder Gley-Podsol
aus fluvialem Sand (Pleistozän), z.T. mit Flugsanddecke (Holozän, Pleistozän); mittlerer Grundwasserstand 8 — 13, stellenweise 4 — 8 dm unter Flur

Plaggenesch
aus humosem sandigen Bodenmaterial über Flugsand (Holozän, Pleistozän), Sand der Niederterrasse, Nachschütt sand und lehmig-sandiger Fließerde, darunter stellenweise Geschiebelehm (Pleistozän)

Auftragsflächen sowie Halden des Bergbaus

6 und 7 in Tab. 12). In seiner Korngrößenzusammensetzung gleicht er weitgehend dem Talsand des Münsterlandes (DUBBER 1971, 1972, 1973). Damit bestätigt sich die Angabe von GRAHLE (in BOIGK et al. 1960: 196), daß die Talsande der Ems in ihrem oberen Bereich in der Regel aus fast reinen fein- bis mittelkörnigen, schichtigen Quarzsanden bestehen.

Tabelle 12

Chemische und physikalische Daten von charakteristischen Bodenprofilen

Analytiker: H. WERNER

Profil-Nr. Ort Bodentyp Ausgangsgestein	Lage		Horizont	Tiefe (cm)	pH (nKCl)	V (%)	mval/100 g Boden				% von S			
	R	H					T	H	S	Ca	Mg	K	Na	
1														
Schafberg nördl. Mettingen Parabraunerde Lößlehm/Geschiebelehm	15 630	97 150	Ah	0- 15	4,0	<10	19,9	19,5	0,4	-	-	75	25	
			Al	15- 30	4,1	<10	7,8	7,3	0,5	80	-	20	-	
			Bt	30- 90	4,1	<10	7,1	6,5	0,6	67	-	33	-	
			IIBv	90+	4,0	11	4,5	4,0	0,5	60	-	40	-	
2														
nördlich Mettingen Braunerde Sandloß	17 740	98 550	Ah	0- 25	4,5	<10	7,4	7,3	0,1	100	-	-	-	
			Bv	90-120	4,8	<1	4,7	4,3	0,4	75	-	25	-	
			SBv	120-170	4,9	51	4,1	2,0	2,1	81	10	9	-	
			Bv	170-220+	4,3	40	6,7	4,0	2,7	85	11	4	-	
3														
Bockraden Braunerde geringmächtiger Löß- lehm / Ton- und Sandstein	13 120	99 480	Ah	3- 6	3,3	<10	18,5	17,8	0,7	43	29	28	-	
			Bv	6- 65	3,8	14	4,4	3,8	0,6	83	-	17	-	
4														
nordwestl. Ibbenbüren Braunerde Sandstein	10 200	98 360	Ah (e)	0- 3	3,1	-	-	-	-	-	-	-	-	
			Bv	5- 40	4,2	15	6,1	5,2	0,9	44	56	-	-	
			Cv	50- 90	4,4	14	6,6	5,7	0,9	44	56	-	-	
5														
Bockraden Braunerde lehmig-sandige Fließerde	12 930	99 620	Ap	0- 30	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	
			M1	30- 70	3,8	<10	8,6	8,3	0,3	67	-	33	-	
			M2	70-150	4,2	<1	8,0	7,5	0,5	80	-	20	-	
			Bv	150-220+	4,6	13	4,6	4,0	0,6	83	-	17	-	

6	2 km nördl. Recke Ranker, Podsol jüngerer über älterem Flugsand	12640	07 870	Ah	0- 25	3,2	<10	7,6	7,3	0,3	67	-	33	-
				Bhs	25- 45	4,0	<10	12,5	12,0	0,5	100	-	-	-
				C	80-100	5,0	100	0,6	-	0,6	100	-	-	-
				Gr	180-200+	4,8	100	0,5	-	0,5	100	-	-	-
7	Durstiecker Niederung Podsol	19800	03 550	Bhs	25- 55	4,3	-	-	-	-	-	-	-	-
				Bs	55-120	4,8	-	-	-	-	-	-	-	-
				Go	120-160	4,5	-	-	-	-	-	-	-	-
				Gr	160-220+	4,7	-	-	-	-	-	-	-	-
8	Westerbeck Pseudogley geringmächtiger Geschiebelehm/Ton- stein	19780	01 940	Ah	0- 6	3,6	-	-	-	-	-	-	-	-
				Sw	6- 20	4,2	13	6,1	5,3	0,8	63	25	12	-
				Sd	40-100+	3,6	38	14,5	9,0	5,5	36	56	4	4
9	Westerbeck Pseudogley Geschiebelehm	20 165	00 260	Ah	0- 10	3,7	-	-	-	-	-	-	-	-
				Sw	10- 40	4,0	76	2,1	0,5	1,6	94	-	6	-
				Sd1	40- 80	4,8	100	7,3	-	7,3	82	15	2	1
				Sd2	80-110+	5,7	100	10,4	-	10,4	82	15	2	1
10	Mettinger Aa Gley schluffig lehmige Bachablagerungen	19 770	97 000	Ah	0- 15	5,5	69	31,6	9,8	21,8	93	5	1	1
				Go	15- 50	5,8	88	16,8	2,0	14,8	91	5	3	1
11	Mettinger Aa Gley lehmig-schluffige Bachablagerungen	18 970	01 540	Ah	0- 20	4,5	32	38,9	26,3	12,6	90	6	2	2
				Go	20- 35	4,2	42	9,1	5,3	3,8	92	-	3	5
				Gr	35- 80+	5,3	100	0,3	-	0,3	100	-	-	-
12	Oberseeste Plaggenesch sandige Fließerde/ toniger Sandstein	23 270	02 100	E	0- 50	4,1	13	9,2	8,0	1,2	83	-	17	-
				EBv	50- 90	4,2	27	4,5	3,3	1,2	75	-	25	-
				BC	90-120	4,6	100	0,7	-	0,7	86	-	14	-
				Sw	120-150	4,3	100	0,9	-	0,9	78	-	11	11
				IIISd	150+	4,1	35	4,6	3,0	1,6	75	-	19	6

Tabelle 12 (Fortsetzung)

Profil-Nr.	Horizont	P ₂ O ₅ (%)	CaCO ₃ (%)	org. Substanz (%)	C (%)	N (%)	C/N	Korngrößen in mm in % des Feinbodens < 2 mm						
								<0,002	0,002-0,006	0,006-0,02	0,02-0,06	0,06-0,2	0,2-0,6	0,6-2,0
1	Ah	-	-	9,0	-	-	-	12	4	13	61	6	3	<1
	Al	0,08	-	1,1	-	-	-	4	5	13	65	12	1	-
	Bt	0,08	-	0,2	-	-	-	13	3	21	49	13	1	-
	IIBv	-	-	-	-	-	-	16	4	8	35	17	17	3
2	Ah	-	-	-	-	-	-	4	6	9	54	23	4	-
	Bv	-	-	-	-	-	-	3	2	12	57	23	3	-
	SBv	-	-	-	-	-	-	3	3	7	54	28	5	-
	Bv	-	-	-	-	-	-	4	7	4	47	33	5	-
3	Ah	-	-	2,6	-	-	-	13	3	7	37	36	2	2
	Bv	-	-	-	-	-	-	7	3	8	29	30	21	2
4	Ah(e)	-	-	13,5	-	-	-	5	1	1	8	36	47	2*)
	Bv	-	-	-	-	-	-	9	2	3	6	20	57	3
	Cv	-	-	-	-	-	-	10	1	2	12	22	48	5
5	Ap	-	-	1,26	-	-	-	10	2	5	24	29	27	3
	M1	-	-	1,8	-	-	-	8	3	7	29	25	26	2
	M2	-	-	0,6	-	-	-	7	2	5	39	29	17	1
	Bv	-	-	-	-	-	-	6	1	5	34	30	23	1
6	Ah	0,02	-	2,2	-	-	-	-	-	-	4	50	45	1
	Bhs	0,06	-	2,3	-	-	-	-	-	-	3	51	45	1
	C	0,01	-	0,1	-	-	-	-	-	-	3	50	47	-
	Gr	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	1	43	52	4

7	Bhs	0,08	-	-	-	-	-	2	44	54	-
	Bs	0,03	-	-	-	-	-	2	57	41	-
	Go	0,03	-	-	-	-	-	4	67	29	-
	Gr	0,01	-	-	-	-	-	4	48	48	-
8	Ah	-	58,1	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sw	-	0,8	10	4	6	12	12	37	28	3
	Sd	-	-	40	12	16	7	7	14	10	1
9	Ah	-	4,1	14	4	7	14	14	29	31	1
	Sw	-	0,4	12	4	5	16	16	33	28	1
	Sd1	-	-	15	4	6	13	13	30	29	3
	Sd2	-	-	19	5	8	12	12	27	25	4
10	Ah	-	10,9	7	10	22	46	46	13	1	1
	Go	-	7,2	12	10	25	41	41	6	3	3
11	Ah	-	19,4	15	9	14	22	22	19	20	1
	Go	-	2,3	9	6	8	48	48	26	3	-
	Gr	-	-	-	-	-	4	4	45	50	1
12	E	-	3,8	3	1	2	8	8	45	39	2*)
	EBv	0,10	1,4	8	3	4	11	11	40	32	2
	BC	0,05	-	5	2	3	14	14	50	21	5
	Sw	0,03	-	2	4	7	10	10	49	25	3
	IIISd	-	-	12	8	14	20	20	30	10	6

*) Humus zerstört zur Korngrößenbestimmung

Der hohe Sandanteil bedingt, soweit keine sperrenden Schichten auftreten, eine hohe Wasserdurchlässigkeit sowie eine geringe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe (T-Wert im Gr-Horizont: 0,6 mval). Deutliche Basenanreicherung durch Calcium-Ionen führendes Grundwasser ist weder aus den pH-Werten von 4,7 und 4,8 (Gr-Horizont der Prof. 6 und 7 in Tab. 12) noch aus dem entsprechenden S-Wert von 0,5 mval zu erkennen. Soweit diese Sande in ihren oberen Horizonten nur zeitweilig vom Grundwasser beeinflußt werden, laufen in ihnen Podsolierungsprozesse ab; es kommt zur Ausprägung von Podsol-Gleyen.

Eng verwandt mit diesen fluviatilen Sanden sind die in den höheren Lagen der Niederung verbreitet auftretenden Flugsande, die meist aus der Niederterrassen-Ebene ausgeblasen wurden. Sie weisen geringe Tongehalte auf. In ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften gleichen sie weitgehend den fluviatilen Ablagerungen (Tab. 12, Prof. 6 und 7). Sie besitzen eine sehr hohe Wasserdurchlässigkeit und geringe wasserhaltende Kraft, eine geringe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe (T-Wert im C-Horizont: 0,6 mval) sowie eine starke Versauerung (pH-Wert im Ah-Horizont: 3,2; pH-Wert im C-Horizont: 5,0). Dadurch werden auf diesen Sanden Podsolierungsprozesse begünstigt, die zur Entwicklung von Podsolon, Gley-Podsolon, Pseudogley-Podsolon und Podsol-Rankern führten.

Ebenfalls äolischer Entstehung sind die Sandlöß- und Löß-Ablagerungen, die großflächig den Osthang des Schafberges (Ibbenbürener Karbon-Scholle) bedecken (Kap. 3.7.1.5.3.2.). Der Löß ist reich an Schluff. Er setzt sich im B₁-Horizont aus 13 % Ton, 73 % Schluff und 14 % Feinsand zusammen und ist daher als tonarm anzusehen (Tab. 12, Prof. 1). Als schwach lehmiger Schluff nimmt er den größten Teil der mit Löß bedeckten Flächen ein. Am Rand des Löß-Vorkommens tritt die sandreichere Fazies des Lösses, der Sandlöß (Zusammensetzung: 4–8 % Ton, 40–70 % Schluff, 26–40 % Sand) in einer Breite von 300–900 m auf (Tab. 12, Prof. 2). Aus diesen Ablagerungen haben sich überwiegend Parabraunerden, an feuchteren Stellen örtlich auch Pseudogleye, entwickelt.

Infolge des ausgewogenen Ton–Schluff–Sand-Verhältnisses der Löß-Ablagerungen besitzen die daraus entstandenen Böden günstige physikalische und chemische Eigenschaften: hohe bis mittlere nutzbare Wasserkapazität sowie mittlere bis hohe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe (T-Wert im A_n- und B₁-Horizont: 7,8 bzw. 7,1 mval). Unter den humiden Klimabedingungen sind jedoch auch die Basen im Unterboden weitgehend ausgewaschen (S-Wert im B₁-Horizont: 0,6 mval) und auf forstlich genutzten Böden starke Versauerung (pH-Wert im Ah-Horizont: 4,0) und sehr geringmächtige A_e-Horizonte als Anzeichen für Podsolierung wahrzunehmen.

Basenarme Braunerden entwickelten sich aus dem verwitterten Sandstein im Westen der Schafbergplatte, aus den lehmig-sandigen Fließerden, die saumartig den Fuß des Schafberges umgeben, sowie aus den schwach lehmigen Nachschüttungen, aus denen die schildartigen Kuppen nördlich Mettingen aufgebaut sind. Die aus dem silikatreichen Material entstandene Tonsubstanz ist in der Regel nicht wanderungsfähig und hat durch ihre gleichmäßige braune Verteilung dem Boden seinen Namen gegeben. Ein gewisser Anteil an verwitterbaren Mineralien im Boden bewirkt, daß die Basen nicht völlig ausgewaschen werden. Diese Böden bestehen überwiegend aus mittelkörnigen Sanden mit etwa 10 % Ton und wechselnden Anteilen an Schluff (Tab. 12, Prof. 4, B_v und C_v-Horizont).

Aus Sandlöß haben sich Braunerden entwickelt, die den Übergang zu den Parabraunerden darstellen. Der geringe Anteil an Feinsubstanz bestimmt auch die bodenchemischen Eigenschaften (Tab. 12, Prof. 4 und 5): geringe bis mittlere Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe (T-Wert im B_v-Horizont: 6,1 bzw. 4,6 mval), Basenarmut (S-Wert im B_v-Horizont:

0,9 bzw. 0,6 mval) und deutliche Versauerung (pH-Wert im A_h-Horizont: 3,1; in den B_v-Horizonten 4,2 bzw. 4,6). An Stellen mit armem Ausgangsmaterial ist die Entbasung so weit fortgeschritten, daß die Podsolierung deutlich erkennbar ist.

Kleinflächig am Rande des Hügellandes und der Umgrenzung des Schneckenbruches treten sandig-lehmige Grundmoränenablagerungen auf, deren Tongehalt zur Tiefe hin zunimmt und die Durchlässigkeit für Wasser so stark behindert, daß nach stärkeren Niederschlägen das Wasser gestaut wird. Infolge dieser zeitweiligen Vernässung werden diese aus Geschiebelehm entstandenen Böden Pseudogleye genannt. Pseudogleye sind ferner anzutreffen auf den in Westerbeck zutage tretenden Lias-Tonsteinen.

Die den Wasserstau begünstigenden Ablagerungen haben die höchsten Tongehalte im Untersuchungsgebiet. Sie betragen 17 % beim Geschiebelehm und 40 % beim verwitterten Tonstein (s. Tab. 12, Prof. 8 und 9, S_d-Horizonte). Entsprechend dem Tongehalt liegt die Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe im Geschiebelehm bei 8,8 mval und im verwitterten Tonstein bei 14,5 mval. Bedingt durch die verringerte Wasserdurchlässigkeit und die Größe des Sorptionskörpers ist die Entbasung geringer als bei durchlässigem, armem Substrat. Die Basensättigung (V-Wert) beträgt beim Geschiebelehm 100 %, beim verwitterten Tonstein 38 %; die entsprechenden pH-Werte betragen 4,8 (5,7) beziehungsweise 3,6.

Aus den in den Talungen abgelagerten Lehmen und Sanden haben sich überwiegend Gleye entwickelt. Gleye sind ferner auf der Karbon-Scholle im Bockradener Tal anzutreffen. Der Tongehalt der feinkörnigen Deckschicht schwankt je nach der Entfernung vom Liefergebiet und dessen Bodenart: Im Bereich der Lößablagerungen herrschen schluffige Lehme, in den weiten Tälern der Mettinger- und Recker Aa lehmig-sandige Bachablagerungen und in den Vertiefungen der Niederterrasse im Düsterdieck und nordwestlich Recke tonarme Sande vor.

Die Mächtigkeit der meist über durchlässigen mittelkörnigen Sanden lagernden Lehmdecke überschreitet selten 3–6 dm. Entsprechend dem unterschiedlichen Tongehalt ändern sich die physikalischen und chemischen Eigenschaften: Die lehmigen Sande besitzen mittlere Wasserdurchlässigkeit und mittlere Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe, die Auenlehme geringe Wasserdurchlässigkeit und hohe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe. Die Lehme südlich Mettingen weisen eine mäßige Versauerung (pH-Wert: 5,8, s. Prof. 10 in Tab. 12) auf, die anderen Ablagerungen infolge des basenarmen Grundwassers stärkere Säuregrade (pH-Wert: 4,2–4,8, G-Horizonte der Prof. 11, 6, 7 in Tab. 12).

Ein erstaunlich großer Teil des untersuchten Raumes, etwa ein Fünftel, wird von Nieder- und Hochmoorbildungen bedeckt. Niedermoor ist großflächig in den weiten Tälern des Flachlandes, vor allem in der Düsterdiecker Niederung, südlich der Mettinger Aa und im Schneckenbruch anzutreffen. Meistens ist es von geringer Mächtigkeit und weist als Folge des basenarmen Grundwassers Nährstoffmangel auf.

Ein ausgedehntes Hochmoor stellt das Vinter Moor dar (s. Kap. 3.7.2.3.1.). Es lagert über Niederterrassensand. Die organischen Bildungen sind überwiegend aus jüngerem Weißtorf und aus älterem Schwarztorf aufgebaut. Während des Ersten Weltkrieges wurden sie entwässert und sackten dadurch von ursprünglich 3 m Mächtigkeit auf heute 2 m zusammen (EGGELSMANN 1960, HEINROTH 1969). Das im natürlichen Zustand extrem saure, nährstoffarme und über eine sehr hohe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe verfügende Moor wird heute zum überwiegenden Teil landwirtschaftlich genutzt.

Viele Flächen des Blattgebietes sind durch menschlichen Einfluß verändert worden. Bodenabtrag ließ sich im Bereich der Lößablagerungen feststellen. Rezente

Kolluvien - als Folge des Ackerbaus - erreichen in Nieder-Bockraden stellenweise eine Mächtigkeit bis zu 1 m.

Große Verbreitung weisen die Plaggenesche auf, die künstlich durch den Auftrag von Gras- und Heideplaggen entstanden sind. Sie treten großflächig am Fuß des Schafberges, auf den schildartigen Erhebungen nördlich Mettingen sowie vielfach entlang der Aa auf. Die durch die Plaggenzufuhr mit Humus angereicherten durchlässigen Sande haben in der Regel einen Humusgehalt von 3-5 % (s. Tab. 12, Prof. 12, E-Horizont). Dementsprechend hat sich die Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe erhöht. Sie liegt zwischen 4,5 und 9,2 mval und ist damit als gering bis mittel anzusehen (T-Wert im E- bzw. EB-Horizont). Mit pH-Werten von 4,1 bis 4,6 sind die Böden als sauer einzustufen (E- und BC-Horizont).

Beträchtlichen Umfang nehmen ferner nach dem Abtorfen in Kultur genommene oder durch Tiefpflügen in Ackerkultur überführte Hochmoorflächen im Bereich des Vinter Moores ein.

8.2. Beschreibung der Böden

8.2.1. Terrestrische (grundwasserfreie) Böden

8.2.1.1. Braunerde

Eine gleichmäßige braune Farbe und eine kaum erkennbare Gliederung der Horizonte ist typisch für die Braunerden. Sie haben die Horizontfolge: humoser Mineralbodenhorizont (A_n) - Verwitterungshorizont (B_v) - unverwittertes Gestein (C) und entwickeln sich überwiegend aus kalkfreien silikatreichen Gesteinen im gemäßigt humiden Klima.

Übergänge zu Podsolen treten großflächig im Westen des Schafberges auf. Diese Böden entwickeln sich aus den mit lückenhafter Geschiebelehmdecke bedeckten Sandsteinen des Karbons. Je nach dem Ton- oder Sandgehalt des in seiner Zusammensetzung wechselnden Ausgangsmaterials sind stellenweise auch Podsol-Braunerden oder Pseudogley-Braunerden anzutreffen. Die Nutzung dieser basenarmen, vielfach dürrerepfindlichen Standorte erfolgt überwiegend als Wald. Nach der Bodenschätzung besitzen diese Böden Wertzahlen zwischen 17 und 40.

Das räumliche Bindeglied zwischen den Flugsandablagerungen auf dem Westfeld des Schafberges und dem Löß im Osten stellen die Böden aus Sandlöß dar, die in Bockraden und auf dem Donnerberg großflächig über Sand- und Tonsteinen des Karbons sowie im Raum Mettingen am Fuß des Schafberges auftreten. Wie Profil 3 der Tabelle 12 zeigt, bestehen sie aus 7 % Ton, 40 % Schluff, 30 % Feinsand sowie 21 % Mittelsand. Das Substrat dieser Böden ist somit als Sandlöß anzusehen. Die Nutzung erfolgt je nach der Durchwurzelbarkeit. Die mittelgründigen Böden der Kuppen in Bockraden tragen Wald, die tiefgründigen Böden der Unterhänge bei Mettingen werden ackerbaulich genutzt. Die Wertzahlen der Bodenschätzung liegen zwischen 20 und 45.

Auf den flachen Unterhängen des Schafberges herrschen die aus lehmig-sandigen Fließerden hervorgegangenen Böden vor. Mit diesen sind örtlich Kolluvien oder Plaggenesche vergesellschaftet, so daß sich zum Teil tiefreichend humose Böden entwickelten, die ausschließlich ackerbaulich genutzt werden. Wertzahlen der Bodenschätzung: 30-45.

Ebenfalls als Braunerden einzustufen sind die sich kleinflächig aus den Sedimenten der kammartigen oder inselförmigen Aufragungen der Trias und des Juras entwickelten

Böden. Infolge der häufig sandigen pleistozänen Deckschicht sind es überwiegend lehmige Sande, stellenweise mit einer geringen Stauwirkung im Unterboden. Die Nutzung erfolgt, soweit die Gründigkeit ausreicht, als Acker, sonst als Wald. Die Wertzahlen der Bodenschätzung liegen zwischen 30 und 45.

Infolge der Basenarmut des Ausgangsgesteins ähneln sich die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Braunerden in ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften weitgehend: meist hohe Wasserdurchlässigkeit und geringe nutzbare Wasserkapazität, geringe bis mittlere Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe sowie mehr oder minder starke Versauerung.

8.2.1.2. Parabraunerde

Auf Böden aus lößartigem Material ist vielfach eine Gliederung in einen Tonverarmungs- (A_i) und Tonanreicherungshorizont (B_t) zu beobachten. Ursache dieser Parabraunerdebildung ist die Tonverlagerung, die vor allem im pH-Bereich von 7-5 eintritt.

Im untersuchten Raum sind Parabraunerden auf den Lößablagerungen anzutreffen. Sie treten verbreitet auf den flach geneigten Hängen des östlichen Schafberges auf und können an den Unterhängen örtlich in Pseudogleye übergehen. Die Mächtigkeit des Lößlehms schwankt zwischen 8 und mehr als 20 dm. An den geringmächtigen Stellen stehen Ton- und Sandsteine (Karbon) oder Geschiebelehm (Pleistozän) an. Wie bereits erwähnt, liegt der Löß meist in einer tonarmen Form vor und ist bodenartlich als sandiger bis schwach lehmiger Schluff anzusprechen. Infolge des geringen Tongehalts ist er durchweg entkalkt (vgl. BUTZKE 1966). Auf den forstlich genutzten Flächen ist häufig eine beginnende Podsolierung im Oberboden erkennbar. Die Nutzung des nur mäßig nährstoffreichen, aber ausreichend feuchten Bodens erfolgt überwiegend als Acker. Wertzahlen der Bodenschätzung: 40-60.

8.2.1.3. Podsol

Sinkt auf basenarmen Sanden, meist unter dem Einfluß von Sauerhumus, der pH-Wert in den stark sauren Bereich ab, so werden die Tonminerale zerstört. Durch die Niederschläge werden die im Oberboden gelösten Stoffe in den Unterboden gewaschen und dort wieder ausgefällt. Durch diesen Prozeß entwickeln sich die aus einem graufarbenen Bleich- oder Verarmungshorizont (A_e) und darunterliegendem schwarz-, braun- oder rostfarbenen Anreicherungshorizont (B_s) bestehenden Podsole. Im untersuchten Raum sind sie überwiegend aus basenarmen Flugsanden hervorgegangen.

Podsole ohne Grundwassereinfluß sind vor allem auf den zu leicht welligen Rücken und Inseln zusammengewehten mächtigen Flugsandablagerungen sowie stellenweise im Bereich der sandigen Fließerden anzutreffen. Bilden die Flugsande dagegen eine meist ebene, etwa 1 m mächtige Decke über der Niederterrasse, so herrschen Gley-Podsole der Wasserstufe 8-13 dm unter Flur vor. Sie kommen, örtlich mit Podsol-Gleyen vergesellschaftet, klein- und großflächig verbreitet im gesamten Bereich der Niederung vor. Werden die Flugsande von Geschiebelehm unterlagert, so haben sich Pseudogley-Podsole gebildet. Böden dieser Art finden sich im Übergangsgebiet zwischen Hügelland und Niederung, vor allem bei Steinbeck und nördlich von Schlickelde. Beachtenswert ist, daß die Podsole des Untersuchungsgebietes meist ausgeprägtere Ortterde- oder Ortsteinhorizonte als vergleichbare Sande des Münsterlandes aufweisen, und die Verfestigungshorizonte bei den Pseudogley-Podsolen Mächtigkeiten von 3-4 dm erreichen.

Im Bereich der Sandrücken weisen die Oxidations- (G_0 -) Horizonte kaum Rostfleckung und eine deutlich hellere Farbe (10YR 6/3 - 7/4) nach Munsell Soil Color Charts als der darüberliegende, meist bräunliche oder gelbliche C-Horizont (10YR 6/4 - 5/4) auf. Diese fehlende Zeichnung ist nach KNIBBE & SCHELLING (1967) darauf zurückzuführen, daß infolge der erhöhten Lage der Dünenrücken das Eisen vom Grundwasser weitgehend abgeführt und damit die charakteristische Rostfleckung des G_0 -Horizontes verhindert wird.

Die Flugsande setzen sich überwiegend aus Fein- und Mittelsand mit wenig Feinsubstanz zusammen. Sie weisen daher, besonders wenn der Ortstein gebrochen wurde, eine hohe bis sehr hohe Wasserdurchlässigkeit und geringe Kapazität für pflanzennutzbare Wasser auf. Infolge ihrer Nährstoffarmut wurden diese Flächen erst nach Einführung des Mineraldüngers in Kultur genommen, vorher waren sie weitgehend mehr oder minder trockene Heide. Neben der Düngung ist für diese Böden bei landwirtschaftlicher Nutzung ein ausreichendes Wasserdargebot von entscheidender Bedeutung. Die landwirtschaftlichen Kulturpflanzen können in Sanden Grundwasser nur bis zu Flurabständen von 1,3 m nutzen. Bei tieferen Wasserständen sind sie ganz auf das im Boden gespeicherte pflanzenverfügbare Wasser angewiesen. Dieses beträgt nach SUNKEL (1968) bei Ackernutzung etwa 70 - 100 mm/m² (bezogen auf 1 m Wurzeltiefe). Ein voll entwickelter Pflanzenbestand benötigt etwa 5 mm/Tag. Da jedoch schon das Pflanzenwachstum beeinträchtigt wird, wenn die optimale Versorgungsgrenze von etwa 50 % der nutzbaren Wasserkapazität unterschritten wird, kann in einer 8-10tägigen Trockenperiode - auch wenn sie auf einen wassergesättigten Boden einwirkt - das pflanzenverfügbare Wasser weitgehend aufgebraucht sein. Mit solchen Perioden muß nach REICHERT (1963) alle 3-4 Jahre gerechnet werden.

Über das Ausmaß dieser Ertragseinbußen bei Wassermangel berichtet SMITS (1962), der im Sommer 1949 auf pleistozänen Flugsanden des Isselgebietes den Einfluß der Grundwassertiefe auf den Haferertrag untersuchte. Nach seinen Beobachtungen führt ein Absinken des Grundwasserspiegels im Juni und Juli auf eine Tiefe von 2 m zu Ertragsminderungen von 20 dt/ha.

Nicht so ausgeprägt sind die Ertragsrückgänge bei Winterroggen, bei dem der Ertrag nur um 4 dt/ha (= 10 %) zurückging. Hier wirken sich die Winterniederschläge noch günstig aus.

Die Ertragsfeststellungen von SMITS (1962) bestätigen sehr nachdrücklich den günstigen Einfluß der Plaggenauflage: Bei einer Mächtigkeit von 10 dm war nur ein Ertragsrückgang um 3 dt/ha gegenüber der Vergleichsparzelle (Grundwasser 1 m unter Flur) festzustellen und bei einer Mächtigkeit der humosen Auflage von 0,4, 0,6 beziehungsweise 0,8 m Ertragseinbußen von jeweils 16, 10 beziehungsweise 6 dt/ha.

Bei den Gley-Podsolen ist dagegen kein Wassermangel zu befürchten. Wie aus der in Abbildung 22 dargestellten Grundwasserganglinie eines Gley-Podsols aus Flugsand (Münsterland, Bl. 3811 Emsdetten; R 02 200, H 80 210) zu ersehen ist, steigt in Normaljahren der geschlossene Kapillarsaum nicht höher als 4 dm unter Flur und sinkt nicht tiefer als 12 dm unter Flur. Lediglich in Trockenjahren kann im Verlauf des Monats Juni das Grundwasser tiefer als 13 dm unter Flur absinken. Gley-Podsole sind daher sichere Ackerstandorte und bringen, sofern der Humus„spiegel“ ausreichend erhöht wurde, geringe bis mittlere Erträge.

Nicht ganz so nährstoffarm und durch die Stauwirkung des unterlagernden Geschiebelehms frisch bis feucht sind die Pseudogley-Podsole. Sie werden gegenwärtig meist als

Grünland genutzt. Nach Brechen des Ortsteins und gegebenenfalls Bedarfsdränung sind sie jedoch auch für Ackerkultur geeignet. Den Einfluß des Wassers auf die Ertragsfähigkeit der Sandböden spiegeln auch die Wertzahlen der Bodenschätzung wider:

Podsol	=	15 - 20
Gley-Podsol	=	18 - 26
Pseudogley-Podsol	=	20 - 35

Podsol-Ranker kommen auf den kleinkuppigen Flächen der jungen Flugsandablagerungen vor. In dem rezenten Ausgangsmaterial sind die bodenbildenden Prozesse noch nicht so stark, daß sich einzelne Horizonte ausgebildet haben. Ausgenommen ist eine gewisse Humusanreicherung im Oberboden, so daß sich das Bild eines A-C-Profiles ergibt. Ranker mit Übergängen zu Podsolen (Podsol-Ranker) kommen örtlich kleinflächig in erhöhten Lagen der Niederung nördlich Recke und Auf der Haar vor.

Häufig sind Podsol-Ranker in engem Wechsel mit Podsolen zu beobachten. Das ist dann der Fall, wenn junger Flugsand nur lückenhaft über älterem Flugsand liegt und an den nicht bedeckten Stellen der Podsol der älteren Dünengeneration zutage tritt. Verschieden alte Dünengenerationen lassen sich jedoch nicht immer anhand unterschiedlich alter Horizonte abgrenzen, da die Podsolbildungen älterer Dünen häufig durch Winderosion

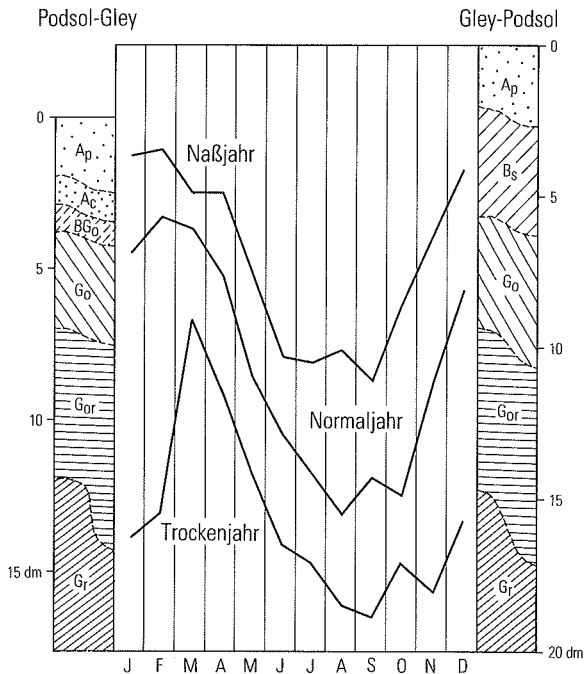


Abb. 22. Mittlere Grundwasserstände in einem Normal-, Naß- und Trockenjahr bei einem Podsol-Gley und Gley-Podsol aus Sand der Niederterrasse (DUBBER 1972)

gekappt sind und dann pedogenetisch nicht mehr erkennbar junger Dünensand über älterem liegt (vgl. auch Kap. 3.7.2.1.1.).

Für die Einordnung von älteren Flugsanden scheinen auch andere fossile Merkmale in Frage zu kommen. Im tieferen C-Horizont von Dünenbildungen sind häufiger die fingerförmigen Ausstülpungen des Usselo-Horizontes aus dem Alleröd zu beobachten. Im untersuchten Raum wurden diese 200 m südlich des Hofes Stegemann (nördlich Recke) festgestellt (vgl. auch Kap. 3.7.1.5.3.4.). Auch BRUNNACKER (1973) konnte diesen Horizont in dem Dünenstreifen zwischen Vinter Moor und Düsterdiecker Niederung an der Blattgebietsgrenze nachweisen. Häufiger jedoch sind diese Ausstülpungen ohne die typischen Bleichhorizonte des Usselo-Horizontes anzutreffen. Wie H.-W. REHAGEN (s. Kap. 3.7.2.3.1.) an Proben aus dem Vinter Moor durch pollenanalytische Untersuchungen nachweisen konnte, sind die jungen Sande teilweise während der mittelalterlichen Rodungsperiode umgelagert worden. Wahrscheinlich wurde durch die damals übliche Branntkultur die Vegetationsdecke weitgehend gestört, so daß Flugsandverwehungen in großem Ausmaß stattfanden. Da der Usselo-Horizont jedoch auch in diesem Gebiet nur örtlich auftritt, muß angenommen werden, daß er meist durch spätere Sandumlagerungen zerstört wurde. Für diese Sandumlagerungen sprechen auch die im Grenzbereich des Vinter Moores häufiger anzutreffenden Überdeckungen geringmächtiger Moorbildungen, zum Beispiel bei R 14 770, H 07 630; R 12 720, H 07 010.

In der mittelalterlichen Rodungsperiode ist jedoch nicht nur Sand - durch Wind - sondern auch Lößlehm - durch Wasser - verlagert worden. Am Fuß des Schafberges werden im Oberlauf des Aa-Baches stellenweise südlich des Hauses Langenbrück unter einer 0,5 m mächtigen Lehmdecke dünne Lagen von Niedermoor angetroffen (R 19 770, H 97 000), die nach Untersuchungen von H.-W. REHAGEN dasselbe Alter aufweisen, wie die durch Sand begrabenen Moorschichten.

Die Böden dieser Einheit sind durchweg sehr sorptionsschwach und sauer. Infolge des meist tiefer als 1,5 m unter Flur stehenden Grundwassers fehlt der Grundwasseranschluß für landwirtschaftliche Nutzpflanzen, so daß die Flächen empfindlich gegen Dürre sind und daher weitgehend als Wald genutzt werden. Wertzahlen der Bodenschätzung: 13 - 16.

8.2.1.4. Pseudogley

Die Pseudogleye sind durch einen häufigen Wechsel von Vernässung und Austrocknung gekennzeichnet. Sie entstehen dort, wo der Untergrund mehr oder weniger dicht ist und das Niederschlagswasser ganz oder teilweise staut. Pseudogleye gliedern sich in einen schmutzig-grauen Staunässeleiter mit meist vertikaler Wasserbewegung (S_w -Horizont) und eine grau und rostfarben marmorierte Staunässesohle (S_d -Horizont). Nach der Genese des Staukörpers unterscheidet man primäre und sekundäre Pseudogleye.

Primäre Pseudogleye stellen die Böden dar, die kleinflächig am Ostrand des Blattgebietes in der Bauerschaft Westerbeck auftreten. Bodenartlich bestehen sie aus tonigem Lehm des verwitterten Tonsteins, der von geringmächtigen, pleistozänen, lehmigen Sanden überlagert wird. Nach den bodenchemischen Untersuchungen besitzt der tonreiche Lehm hohe Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe, mäßige Basensättigung und stark saure Reaktion.

Infolge der geringen Wasserdurchlässigkeit des S_d -Horizontes und der meist nur geringen Mächtigkeit der sandigen Deckschicht wechseln auf diesen Böden Vernässung

und Austrocknung häufig, so daß sich die Nutzung als Grünland oder Forst empfiehlt. Wertzahlen der Bodenschätzung: 40-45.

Sekundäre Pseudogleye bildeten sich auf den Ablagerungen der Grundmoräne. Durch Tonverlagerung wurde die wasserstauende Wirkung des Geschiebelehm so verstärkt, daß in den Wintermonaten eine schwache bis mittlere Vernässung des Oberbodens erfolgt. Diese Flächen treten örtlich kleinflächig am Rand des Hügellandes auf. Untergeordnet sind auch Podsol-Pseudogleye und Plaggenesche anzutreffen. Der Geschiebelehm besitzt durchweg einen hohen Sandanteil und ist als stark lehmiger Sand einzustufen. In der Regel ist er bis in 2 m Tiefe entkalkt; nur tonigere Partien weisen vereinzelt in 1-2 m Tiefe freies Calciumcarbonat auf. Die natürliche Nutzung dieser wechselfeuchten Standorte ist Grünland. Nach Entwässerung ist auch Ackernutzung möglich, besonders wenn die sandige Deckschicht etwas mächtiger ist. Wertzahlen der Bodenschätzung: 25-40.

8.2.2. Semiterrestrische Böden (Grundwasserböden)

8.2.2.1. Gley

Böden mit wenig schwankendem, ziemlich hoch anstehendem Grundwasser sind als Gleye ausgeprägt. Durch den Einfluß des Wassers entsteht die für den Gley typische Horizontfolge $A_h - G_o - G_r$. Im Bereich der mittleren Grundwasserschwankung wird das im Wasser gelöste Eisen durch Luftzutritt oxidiert und setzt sich im Boden ab. Dieser Bereich wird Oxidationshorizont (G_o -Horizont) genannt. In den ständig vom Grundwasser erfüllten Bereich dringt kaum Sauerstoff ein. Dort herrschen graue Reduktionsfarben vor (G_r -Horizont).

Der Verlauf der Grundwasserschwankung beeinflußt weitgehend die landwirtschaftliche Nutzung eines Gleyes. Aus der in Abbildung 22 dargestellten Ganglinie eines Podsol-Gleyes aus Sand der Niederterrasse (TK 25: 3811 Emsdetten, R 02 200, H 80 210) ist zu erkennen, daß der Grundwasserhochstand in den Monaten Januar bis März, der mittlere Tiefstand in den Monaten August bis Oktober eintritt. Allgemein ist die Schwankungsbreite in der Nähe eines Baches, zum Beispiel bei einem Naßgley geringer, bei einem Gley-Podsol auf einem Flugsandrücken größer. Auf ungestörten Standorten entspricht die Mächtigkeit des Oxidationshorizontes dem mittleren Schwankungsbereich.

Um die angeführten Befunde vollständig auf den Boden zu übertragen, muß ein Kapillarsaum von 2-3 dm, der über dem offenen Grundwasser steht, berücksichtigt werden. Podsol-Gleye sind daher in Normaljahren im Februar und in Naßjahren bis Mitte April bis zur Bodenoberfläche mit Wasser gesättigt. Sollen diese Flächen ackerbaulich genutzt werden, so müssen diese Grundwasserspitzen durch Entwässerung auf etwa 3-4 dm unter Flur abgesenkt werden. Auf nicht meliorierten Flächen sinkt im Sommer die Oberfläche des geschlossenen Kapillarsaumes auf 9-10 dm unter Flur ab. Zur Vermeidung unnötiger Wasserverluste sollte die Dränung möglichst flach erfolgen.

Typische Gleye mit wenig schwankendem Grundwasser haben sich aus den holozänen Ablagerungen der Täler entwickelt. Die Mächtigkeit der über meist durchlässigen Sanden lagernden Lehmdecke beträgt meist 3-6 dm. Der Tongehalt dieser feinkörnigen Deckschichten variiert deutlich. Entsprechend dem unterschiedlichen Tongehalt ändern sich auch die chemischen und physikalischen Eigenschaften: Bei Anstieg des Tongehalts nimmt die Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe von mittel nach hoch zu und die Durchlässig-

keit für Wasser ab. Die Lehmdecken in der Niederung sind durchweg deutlich entbast und sauer, der schluffige Lehm in den Tälern südlich Mettingen noch mäßig basenhaltig.

Die Böden werden überwiegend als Grünland genutzt. Dauernde Weidefähigkeit ist bei den Flächen in den engen Tälern und, soweit eine sandige Deckschicht vorhanden, auch bei den Flächen in den weiten Tälern gegeben. Die anderen Böden sind infolge des höheren Tongehalts nur bedingt trittfest.

Ackernutzung dieser Flächen erscheint problematisch, da bei einer stärkeren Grundwasserabsenkung die Gefahr besteht, daß der Wasseraufstieg aus dem durchlässigen Untergrund in die lehmige Deckschicht abreißt. Dann reicht die nutzbare Wasserkapazität der nur geringmächtigen Lehmdecke nicht aus, um die Wasserversorgung der Pflanzen in Dürreperioden zu sichern. Ferner sind die meist schluffreichen Böden empfindlich gegen Bodendruck.

Die meist mittlere Erträge erbringenden Böden erhielten von der Bodenschätzung Wertzahlen zwischen 25 und 45.

Großflächig verbreitet auf den ebenen Sandflächen der Niederung treten Podsol-Gleye auf. Sie entwickelten sich aus den äolisch überprägten Ablagerungen der Niederterrasse und bestehen aus Fein- und Mittelsand. Die von Natur aus sauren und armen Standorte trugen vielfach bis zu Beginn dieses Jahrhunderts Heidevegetation und wurden erst nach Einführung der künstlichen Düngung in Kultur genommen. Sie sind ohne Einschränkung weidefähig und nach Entwässerung und gegebenenfalls Brechen des Ortsteins als Acker zu nutzen. Infolge des ausgeglichenen Wasserhaushalts sind sie ertragssicher und bringen bei entsprechender Bewirtschaftung geringe bis mittlere Erträge. Wertzahlen der Bodenschätzung: 17 - 26.

8.2.3. Organogene Böden

Wird der Boden dauernd von flachem Wasser bedeckt, so sind die Voraussetzungen für das Wachstum von Rohrkolben, Schilf, Seggen, zum Teil auch Astmoos, Erle und Weide gegeben, aus denen sich bei ihrer Zersetzung Niedermoor bildet.

Ist dagegen der Standort naß, basen- und nährstoffarm und herrschen hoher Niederschlag, hohe Luftfeuchtigkeit und geringe Verdunstung vor, so werden die Hochmoorpflanzen Torfmoos, Wollgras und Sumpfbeise begünstigt. Diese Pflanzen wachsen über den Grundwasserspiegel hinaus und verleihen dem Hochmoor eine uhrglasförmige Wölbung und schwammartigen Charakter.

Niedermoorbildungen sind kleinflächig verbreitet in den Bachtälern und Senken des Flachlandes, besonders nördlich Mettingen, im Bereich der Düsterdiecker Niederung und oberhalb des Schneckenbruches anzutreffen. Die Mächtigkeit der humosen Bildungen beträgt meistens 3-5 dm, im Schneckenbruch zum Teil auch 5-10 dm. Eng vergesellschaftet mit dem Niedermoor kommen Flächen mit Torfschichten von weniger als 3 dm Mächtigkeit vor, die als Moorgley bezeichnet, jedoch nicht besonders ausgegrenzt wurden. Die Nutzung erfolgt ausschließlich als Grünland; Flächen mit aufgebrachtem Sand wurden nicht beobachtet. Wertzahlen der Bodenschätzung: 25 - 40.

Im Bereich des Vinter Moores tritt Hochmoor auf, das jedoch vielfach tiefgepflügt oder abgetorft wurde. Die Mächtigkeit des seit dem Ersten Weltkrieg schwach entwässerten Moores beträgt nach HEINROTH (1969) vielfach noch über 2 m. In jüngster Zeit (1971) durchgeführte, intensive Entwässerungsmaßnahmen dürften den Sackungsprozeß je-

doch beschleunigen, so daß diese Angabe bereits überholt sein dürfte, denn nach EGGELSMANN (1960) verliert das Moor in 50 Jahren etwa ein Drittel seines Volumens durch Sackung, ohne an Substanz zu verlieren. Die Geschwindigkeit dieses Sackungsprozesses ist zunächst stärker und verlangsamt sich mit den Jahren. Erneute Entwässerung führt zu einem Wiederanstieg der Sackungsrate. Dies gilt für die Nutzung als Grünland. Werden die Flächen in Ackerkultur überführt, so muß mit einem zusätzlichen Humusverzehr von 1 cm/Jahr gerechnet werden, besonders im niedersächsischen Teil, nach der deutschen Hochmoorkultur genutzt, das heißt Grünlandwirtschaft ohne Abtorfen oder Aufbringen von Mineralboden. Im westfälischen Teil dagegen sind Teile des unberührten Moores, das Espeler Moor, unter Naturschutz gestellt. Die Wertzahlen der Bodenschätzung dieses Raumes lauten: 25-30.

Da die deutsche Hochmoorkultur vielfach nur Grünlandbewirtschaftung ermöglicht, wurde besonders im Bereich des Kreishofes verstärkt dazu übergegangen, durch Tiefpflügen (Sandmischkultur) das Moor ackerfähig zu machen. Wertzahlen der Bodenschätzung: abgetorfte Flächen 15-20; Sandmischkultur: 20-30.

8.2.4. Anthropogene Böden

8.2.4.1. Plaggenesch

Die durch Plaggenauftrag entstandenen, tiefreichend humosen Böden sind ein besonderes Kennzeichen der Landschaft in Westfalen und im Emsland. Im Blattgebiet handelt es sich überwiegend um graubraune, zum Teil auch schwarzgraue Plaggenesche aus humosem sandigem Bodenmaterial; das unterlagernde geologische Ausgangsmaterial ist meist Flugsand, stellenweise auch Nachschütt sand. Dem entsprechen auch die Bodentypen Podsol beziehungsweise Braunerde. Plaggenesche sind großflächig auf den schildartigen Kuppen nördlich Mettingen, am Fuß des Schafberges bei Steinbeck und Schlickelde sowie entlang der Aa anzutreffen.

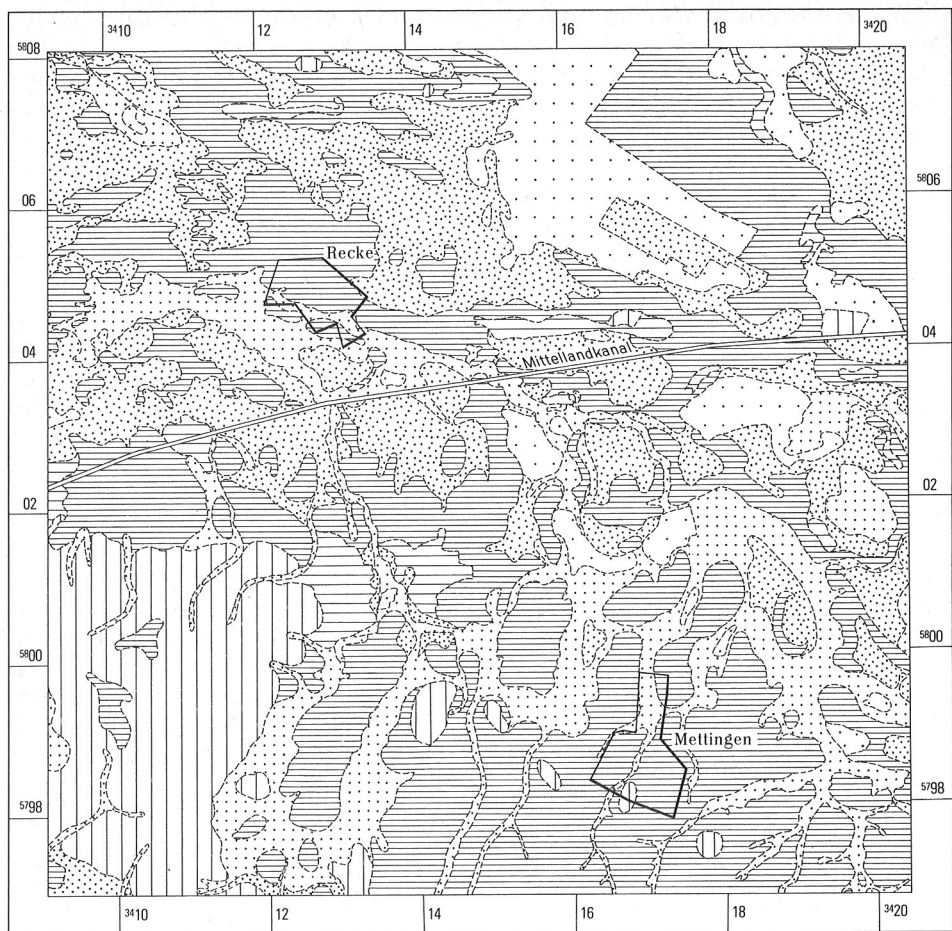
Die durch den Plaggenauftrag erstrebte Verbesserung der physikalischen (und chemischen) Eigenschaften der armen Sandböden wurde weitgehend erreicht. Nach den Untersuchungsergebnissen von SMITS (1962) treten auf Böden mit einer 1 m mächtigen Plaggenauflage bei Dürreperioden nur geringfügige Ertragseinbußen von 3 dt/ha (Hafer) auf.

Die Plaggenesche werden daher ausschließlich als Acker genutzt. Die zum Teil bis in eine Tiefe von 10 dm humosen, nicht meliorationsbedürftigen Böden sind jederzeit bearbeitbar und besitzen eine mittlere Ertragsfähigkeit. Wertzahlen der Bodenschätzung: 26-45.

8.3. Nutzung der Böden

Die bei den einzelnen Bodeneinheiten angeführten Hinweise für die Nutzungseignung und zum Teil auch für Melioration sind in der Abbildung 23 zusammengefaßt.

Vergleicht man die derzeitige Nutzung der Flächen (aktuelle Nutzung) mit den Eigenschaften der auskartierten Böden, so ergibt sich, daß etwa 70 % des untersuchten Raumes entsprechend der bodenbedingten Eignung genutzt werden. Eine Änderung der Nutzung dieser Flächen würde in der Regel Ertragsrückgänge zur Folge haben und ist unter den derzeitigen Verhältnissen nicht anzustreben. Die entsprechend ihren Eigenschaften für eine bestimmte Kultur überwiegend geeigneten Böden wurden folgendermaßen dargestellt:



0 1 2 3 4 km



Abb. 23. Nutzungseignung der Böden

- ackerfähige Standorte

Diese durchweg ohne Melioration ackerfähigen Flächen befinden sich auf den mit Plaggenauflagen versehenen Flugsandvorkommen längs der Aa, den Flugsandvorkommen mit Grundwasseranschluß in etwa 1 m Tiefe, den flachgeneigten, mit Löß bedeckten Hängen und am Fuß des Schafberges sowie im Übergangsbereich von der Niederung zum Bergland.

- weidefähige Grünlandstandorte, bei intensiver Weidenutzung Entwässerung empfehlenswert

Diese Einheit umfaßt die feuchten Flächen aus leichtem Bodenmaterial in den engen Bachtälern, die ohne Entwässerung weidefähig sind, die am Hangfuß liegenden Gleye und Grünlandflächen aus lehmigen Deckschichten sowie die Pseudogleye aus Tonsteinverwitterungsmaterial des Juras, deren Trittfestigkeit durch Entwässerung erhöht werden kann.

- bedingt weidefähige Grünlandstandorte, deren Weidefähigkeit kaum oder nur mit großem Aufwand zu verbessern ist

Solche nicht trittfesten und daher vorwiegend als Wiese zu nutzenden Flächen stellen die Niedermoore und Hochmoore dar.

- für landwirtschaftliche Nutzung wenig geeignete Flächen, forstliche Nutzung anzuraten
Diese Einheit kennzeichnet die Böden, die infolge tiefliegenden Grundwassers und/oder geringer nutzbarer Wasserkapazität durchweg als Wald genutzt werden sollten. Sie befinden sich im Westfeld des Schafberges und im Bereich der jungen Flugsandvorkommen.

Der übrige Teil des Untersuchungsgebietes, etwa 30 %, kann durch Entwässerung oder Beregnung in seiner Nutzungseignung geändert werden. Die Flächen tragen die Bezeichnung:

- ackerfähige Standorte, dürregefährdet

In dieser Einheit sind die Flächen zusammengefaßt, die in Trockenperioden dürregefährdet sind. Sie kommen auf durchlässigem Dünensand mit tiefliegendem Grundwasser vor. Ihr Anteil beträgt einige Prozent. Örtlich muß auf diesen Flächen der Ortstein gebrochen werden.

- weidefähige Grünlandstandorte, bei Ackernutzung entwässerungsbedürftig

Diese Einheit kennzeichnet Grünland, das nach Dränung ackerfähig wird. Es ist weitgehend auf Grundwasserböden aus Sand der Niederterrasse, Tiefpflugflächen des Hochmoores sowie auf Ablagerungen der Grundmoräne mit oder ohne sandige Deckschicht anzutreffen. Es muß erwähnt werden, daß die Entwässerung dieser Flächen teilweise schon durchgeführt wurde und vielfach an der veränderten Nutzung zu erkennen ist.

9. Bohrungen

Im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes NW sind gegenwärtig die Schichtenverzeichnisse von 104 Bohrungen aus dem Blattgebiet vorhanden. Davon haben 83 Bohrungen Endteufen von 3 – 50 m, nur 5 Bohrungen erreichten Endteufen von 50 – 100 m. Bei weiteren 5 Bohrungen betrug die Endteufe 100 – 500 m. 3 Bohrungen wurden in Teufen zwischen 500 – 1 000 m niedergebracht und nur eine, die Bohrung UB 150 im Nordschacht ging in die größere Teufe von 1 445,9 m. Während der Kartierung wurden außerdem von den Bearbeitern insgesamt über 1 400 Handbohrungen von 2 m Tiefe niedergebracht, deren Verzeichnis im Flachbohrarchiv aufbewahrt werden.

Nachstehend sind einige Schichtenverzeichnisse in teilweise gekürzter Form aufgeführt, um einen Einblick in die Abfolge und Ausbildung der Schichten zu geben, zumal einige der Schichten an der Tagesoberfläche nicht anstehen.

Die Nummern der Bohrungen stimmen mit denen der Bohrpunkte auf der geologischen Karte überein.

Bohrung 1

Name: Bockraden 1

Lage: Bauerschaft Ober-Bockraden
R 12 472, H 97 702
ca. + 98 m NN

Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: W. ERNST, H. HUFFMANN, K.-H. JOSTEN & A. SCHERP,
SCHUSTER (1971 b), G. STADLER

Bohrzeit: 1959

- 10 m Quartär
- 40 m Zechstein 1 (Werra-Serie)
Zechstein-Kalk + Kupferschiefer
(+ Zechstein-Konglomerat)

_____ Transgression _____

- 198,2 m Westfal D Einfallen 3 – 20°
bei 57 m Farbgrünze Rot/Grau

- 496,9 m Westfal C Einfallen 3 – 30°
bei 137 m Störung (ca. 115 m Schichtausfall)

Bohrung 2

Name: Bockraden 2

Lage: Bauerschaft Ober-Bockraden
R 12081, H 97736
+ 89,27 m NN

Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: W. ERNST, H. HUFFMANN, SCHUSTER (1971 b),
G. STADLER

Bohrzeit: 1959

- | | | |
|-----------|------------------------------|--------------------|
| - 4 m | Quartär | |
| - 285,2 m | Westfal D | Einfallen 5 – 25° |
| | bei 32 m Farbgrenze Rot/Grau | |
| - 429,1 m | Westfal C | Einfallen 15 – 20° |

Bohrung 3

Name: Bockraden 3

Lage: Bauerschaft Nieder-Bockraden
R 13 110, H 99 275
+ 90,88 m NN

Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: W. ERNST, K.-H. JOSTEN, SCHUSTER (1971 b)

Bohrzeit: 1960

- | | | |
|-------------|--------------------------------|-----------------|
| - ca. 255 m | Westfal D | Einfallen 5-30° |
| | bei 11,5 m Farbgrenze Rot/Grau | |
| - 404 m | Westfal C | Einfallen 10° |

Bohrung 4

Name: Bockraden 4

Lage: Bauerschaft Ober-Bockraden
R 13 352, H 98 252
+ 91,95 m NN

Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: W. ERNST, H. HUFFMANN, SCHUSTER (1971 b)

Bohrzeit: 1960

- | | | |
|-----------|-----------|--------------------|
| - 8,5 m | Westfal D | Einfallen 15 - 20° |
| - 549,0 m | Westfal C | Einfallen 15 - 20° |

Bohrung 5

Name: Bockraden 5
Lage: Bauerschaft Ober-Bockraden
R 11 955, H 98 313
+ 82,16 m NN
Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG
Zweck: Untersuchungsbohrung
Bearbeiter: W. ERNST, H. HUFFMANN, SCHUSTER (1971 b)
Bohrzeit: 1960

- 19,5 m Quartär
 - 364,5 m Westfal D
 - 400,0 m Westfal C
- Einfallen 15 – 30°

Bohrung 6

Name: Ibbenbüren II
Lage: in Mettingen
R 16 705, H 98 220
+ 96 m NN
Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG
Zweck: Untersuchungsbohrung
Bearbeiter: GOTHAN & HAAK (1924), GOTHAN (1925), A. EBERT
(1954: 94 – 100)
Bohrzeit: 1900

- 1,6 m Quartär
- 34,0 m Rote Schichten (Westfal D)
- 294,03 m Obere Ibbenbürener Schichten (Westfal D)
- 989,3 m Untere Ibbenbürener Schichten (Westfal C)

Bohrung 7

Name: UB 150
Lage: 800 m-Sohle des Nordschachtes
1,5 km südlich Mettingen
R 16 270, H 96 930
- 657,13 m NN
Abweichung von der Bohrachse: 20 – 21°
Auftraggeber: Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren, Preussag AG
Zweck: Untersuchungsbohrung
Bearbeiter: BÄSSLER (1971), BÄSSLER & VORHOFF (1971),
HEISIG (1971), HUFFMANN (1971), JOSTEN (1971 a),
LUDWIG (1971), MÜLLENSIEFEN (1971), PAPROTH

(1971 a), STADLER (1971 a), STADLER &
M. TEICHMÜLLER (1971), SCHUSTER (1971 a)

Bohrzeit: 1967

- 298,4 m Dorstener Schichten (Westfal C)
- 645,9 m Horster Schichten (Westfal B)

Bohrung 8

Name: Recke UB 1

Lage: Bauerschaft Espel
R 14 355, H 02 870
+ 51 m NN

Auftraggeber: Preussag AG

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: B. BESSIN, F. BETTENSTEDT, BREYER (1971),
H. HILTERMANN, G. KELLER, J. WOLBURG

Bohrzeit: 1950

- 48 m Quartär
- 137 m Mittelmiozän
- 155 m Obermiozän
- 183 m Oberoligozän
- 187 m Mitteloligozän
- Transgression -----
- 547 m „Wealden“ 5 - 2

Bohrung 9

Name: Mettingen 1

Lage: 3 km nördlich Mettingen
R 16 600, H 01 800
+ 52,5 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck: Untersuchungsbohrung (Kernbohrung)

Bearbeiter: A. THIERMANN unter Mitarbeit von G. VON DER BRELIE,
J. INDANS, W. KNAUFF und G. STADLER

Bohrzeit: 1972

- 0,25 m Feinsand, schwach schluffig, Älterer Flugdecksand
humos, schwarzbraun
- 1,3 m Feinsand, gelbbraun “
- 2,2 m Feinsand, schluffig mit einzelnen Niederterrasse
stecknadelkopfgroßen Quarz- und
Granitgeröllen, gelbbraun (bei 1,70 m
faustgroße Granitgerölle)

- 3,0 m	Grobsand, stark lehmig mit einzelnen größeren Geröllen, graubraun	Niederterrasse
- 3,5 m	Grobsand mit Kies und größeren Geröllen etwas schluffig-lehmig, graubraun	„
- 3,8 m	Schluff, lehmig bis sandig, gelbbraun gefleckt	„
- 6,0 m	Lehm, stark sandig mit bis 2 mm großen Geröllen, gelbbraun	„
- 6,6 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	„
- 6,7 m	Schluff, feinsandig, gelbbraun	„
- 7,2 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	„
- 7,4 m	Schluff, feinsandig, gelbbraun	„
- 8,2 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	„
- 8,5 m	Mittel- bis Grobsand, stellenweise feinkörnig, gelbbraun	„
- 12,0 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	„
- 12,6 m	Schluff, stark glimmerstaubig, humos, grau	
- 12,8 m	Ton, schluffig, pollenführend: <i>Pinus</i> (60 %), <i>Betula</i> (20 %), <i>Salix</i> (10 %), <i>Alnus</i> (10 %), <i>Corylus</i> (2 %) (Amersfoort-Interstadial; Untersuchung: G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt NW, Krefeld)	„
- 13,4 m	Fein- bis Mittelsand, grau	„
- 13,6 m	Schluff, grau, humos	Eem-Warmzeit
- 16,6 m	Fein- bis Mittelsand, grau	„
- 16,9 m	Ton, schluffig, glimmerstaubig, humos- torfig, grau fleckig, pollenführend: <i>Pinus</i> (57 %), <i>Alnus</i> (23 %), geringe Beteiligung von <i>Picea</i> , <i>Corylus</i> fast völlig fehlend, daher Zone h der Eem-Warmzeit (Untersuchung: G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt NW, Krefeld)	„
- 17,5 m	Fein- bis Mittelsand, grau	„
- 18,5 m	Mittel- bis Grobsand, etwas feinkiesig, grau	„
- 19,3 m	Schluff, humos, feinschichtig, glimmerstaubig, bis erbsengroße Milchquarzgerölle	„
- 21,4 m	Mittelsand, stellenweise feinkiesig	Drenthe-Vorschütt sand
- 23,3 m	Fein- bis Mittelsand, grau	„
- 23,7 m	Mittelsand, grau	„
- 25,7 m	Schluff, glimmerstaubig mit bis 2 cm dicken Fein- und Mittelsandlagen, grau gefleckt	„
- 26,0 m	Mittel- bis Grobsand, feinkörnig, grau	„

- 29,7 m	Schluff, glimmerstaubig mit einzelnen Feinsandlagen bis 1 cm Mächtigkeit, Wurzelreste, blaugrau gefleckt (Untersuchung: G. VON DER BRELIE, Geol. L.-Amt NW, Krefeld)	Holstein-Warmzeit
- 36,6 m	Schluff, glimmerstaubig, etwas tonig, grau, mit Holz- und Wurzelresten und millimeterdünnen Sandlagen	„
- 38,6 m	Fein- bis Mittelsand, grau	Elster-Kaltzeit
- 39,6 m	Mittel- bis Grobsand, kiesig mit bunten Geröllen bis Erbsengröße	„
- 40,4 m	Schillsand, bestehend aus etwa gleichen Teilen von Quarzen und Muschel- und Schneckenschill bis 1 cm Kantenlänge, glaukonitführend, schwarzgrau bis grün	Tertiär (? Eozän)
- 43,0 m	Schill, bestehend aus ungefähr gleichen Teilen von Tonmergel und Muschel- und Schneckenschill, etwas sandig, graugrün	„
- 43,65 m	Schluff, tonig-mergelig, graugrün; glimmer- und chloritreich mit geringem Feldspat- und Pyritgehalt, etwas Nontronit als tuffitische Komponente (Untersuchung: G. STADLER, Geol. L.-Amt NW, Krefeld)	„

Bohrung 10

Lage: ca. 3 km nördlich Mettingen
R 16380, H 01310
+ 54 m NN

Auftraggeber: Amtsverwaltung Mettingen

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: A. THIERMANN

Bohrzeit: 1951

- 0,6 m	Sand, schwarzbraun, mit Ortsstein	Obere Niederterrasse
- 2,40 m	Feinsand, gelb mit Ortsstein	(Talsand)
- 5,50 m	Schluff, sandig-tonig, blau mit Geröll	„
- 11,0 m	Feinsand, grau	„
- 12,5 m	Mittelsand, grau	„
- 13,0 m	Feinsand mit Tonlagen, grau	„
- 15,6 m	Mittelsand mit Torflagen, grau	Eem-Warmzeit
- 17,7 m	Feinsand, grau	„
- 18,5 m	Feinsand mit Torflagen, dunkelgrau	„
- 19,1 m	Mittelkies, tonig, dunkelgrau	Vorschüttssand
- 23,5 m	Feinsand, stark tonig, grau	„
- 25,2 m	Schluff, sandig-tonig, grau	Holstein-Warmzeit

- 26,4 m	Feinsand, tonig, grau	Holstein-Warmzeit
- 27,7 m	Mittelsand, grau	"
- 30,0 m	Feinsand, stark tonig, grau	"
- 34,5 m	Schluff, sandig-tonig mit Torflagen, grau	"

Bohrung 11

Lage: nördlich Mettingen am Mittellandkanal
R 18 360, H 03 720
+ 52,5 m NN

Auftraggeber: Landesentwicklungsgesellschaft Nordrh.-Westf.

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: A. THIERMANN

Bohrzeit: 1960

- * 0,40 m	Mutterboden	Obere Niederterrasse
- 3,50 m	Feinsand, gelb	(Talsand)
- 9,30 m	Feinsand, dunkelgrau	"
- 16,00 m	Feinsand, hellgrau	"
- 19,50 m	Feinsand, mittelsandig, hellgrau	Nachschüttssand
- 34,00 m	Feinsand, hellgrau	Vorschüttssand
- 35,00 m	Feinsand, tonig, grau	Elster-Kaltzeit

Bohrung 12

Name: Ibbenbüren-Westfeld 1

Lage: 2 km südlich Obersteinbeck
R 09 150, H 00 063
+ 118,2 m NN

Auftraggeber: Preussag AG Kohle

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: HÄDICKE, K. KÖWING, A. RABITZ, A. SCHUSTER

Bohrzeit: 1974/75

- 741,5 m	Westfal C
- 1 145,0 m	Westfal B, Horster Schichten
- 1 352,0 m	Westfal B, Essener Schichten

Bohrung 13

Name: Ibbenbüren-Westfeld 2

Lage: 1 km nördlich Dickenberg
R 10 829, H 99 530
+ 128,3 m NN

Auftraggeber: Preussag AG Kohle

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: HÄDICKE, K. KÖWING, A. RABITZ, A. SCHUSTER

Bohrzeit: 1975

- ca. 86,0 m Westfal D
- 862,2 m Westfal C
- 1 190,8 m Westfal B, Horster Schichten
- 1 305,5 m Westfal B, Essener Schichten

Bohrung 14

Name: Ibbenbüren Westfeld 3

Lage: in Dickenberg
R 10718, H 98210
+ 139,9 m NN

Auftraggeber: Preussag AG Kohle

Zweck: Untersuchungsbohrung

Bearbeiter: HÄDICKE, K. KÖWING, A. RABITZ, A. SCHUSTER

Bohrzeit: 1975

- ca. 72,5 m Westfal D
- 837,9 m Westfal C
- 1 136,8 m Westfal B, Horster Schichten
- 1 296,0 m Westfal B, Essener Schichten

10. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ALTEVOGT, G. (1973): Die natürlichen Grundlagen des Kreises. – In: Der Kreis Tecklenburg: 25 – 48, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart, Aalen (Theiss).
- ANDERSON, F. W., & HUGHES, N. F. (1964): The „Wealden“ of North-West-Germany and its English Equivalents. – *Nature*, **201**: 907 – 908; London.
- ANDERSON, H.-J. (1961): Zusammenfassende Berichte über die Schichtfolgen im Nordseebecken seit dem Ober-Oligozän. – *Meyniana*, **10**: 118 – 146, 3 Abb.; Kiel.
- ANDERSON, H.-J., & INDANS, J. (1969): Fossilien aus dem Miozän vom „Tiefen Schafberger Stollen“ bei Ibbenbüren/Westfalen. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 55 – 68, 7 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- ANDREE, J. (1927): Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. – *Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf.*, **1926** (C): 14 – 18 u. 108 – 109; Bonn.
- ARENS, H. (1960): Die Bodenkarte 1:5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **8**: 164 S., 30 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – *Decheniana*, **117**: 133 – 140, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ARNOLD, H. (1960): A. Geologische Karte. – In: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100000, Erläuterung Blatt C 4310 Münster: 9 – 126, 5 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- (1968), mit Beitr. von KNAUFF, W.: Das Obercampan des Stewweder Berges bei Haldem und seine Fauna. – *Veröff. Überseemuseum Bremen*, (A), **3**: 273 – 342, 48 Abb., 2 Tab.; Bremen.
- ARNOLD, H., & THIERMANN, A. (1967): Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick. II. Die Unterkreide. – *Natur u. Heimat*, **27**: 1 – 7, 3 Abb.; Münster.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **117**: 59 – 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – *Z. dt. geol. Ges., Abh.*, **72**: 161 – 217, 3 Taf.; Berlin.
- BÄSSLER, R. (1968): Hydrogeologie und Grundwassernutzung im zentralen Bereich des Schafberges bei Ibbenbüren/Westf. – *Beih. Ber. naturhist. Ges. Hannover*, **5**: 93 – 108, 7 Abb.; Hannover.
- (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen-Untersuchungen der Grubenwässer des Ibbenbürener Steinkohlenreviers. – *Z. dt. geol. Ges., Sonderh., Hydrogeol. L.-Anst.*, **49** (2): 801 – 844, 1 Taf.; Berlin.

- (1971): Das Westfal-Profil der Untertagebohrung Ibbenbüren UB 150 und sein Vergleich mit anderen Aufschlüssen im Ostfeld der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 151 – 200, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BÄSSLER, R., & HOYER, P. (1971): Das Karbon von Ibbenbüren, am Hüggel und Piesberg, b) Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 79 – 82, 2 Abb.; Krefeld.
- BÄSSLER, R., & HOYER, P., & JOSTEN, K.-H. (1971): Das Karbon von Ibbenbüren, am Hüggel und Piesberg, a) Stratigraphie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 75 – 78, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- BÄSSLER, R., & VORHOFF, G. (1971): Die bergwirtschaftliche Bedeutung der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 225 – 232, 2 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- BARSCHE, O. (1944): Aufgaben der angewandten Geophysik in Großdeutschland und im östlichen europäischen Raum. – Jb. Reichsanst. Bodenforsch., **63**: 682 – 780, 31 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BEHR, H.-J. [Hrsg.] (1971): Der Landkreis Osnabrück – Geschichte und Gegenwart. – 373 S., 185 Abb., viele Tab.; Osnabrück (Fromm).
- BENDER, H., & STOPPEL, D. (1965): Perm-Conodonten. – Geol. Jb., **82**: 331 – 364, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BESSIN, B. (1928): Das Wealdenbecken und seine Überlagerung durch die marine Untere Kreide in Norddeutschland. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **21**: 81 – 144, 2 Abb.; Hannover.
- BETTENSTAEDT, F. (1949): Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiärs mit besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. – Erdöl u. Tektonik in NW-Deutschland: 143 – 172, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.)
- BEYENBURG, F. (1933): Die Herkunft der Gerölle in den Osnabrücker Karbonkonglomeraten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 526 – 552; Berlin.
- (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., **10**: 445 – 472, 5 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Wien.
- BODE, H. (1927): Palaeobotanisch-stratigraphische Studien im Ibbenbürener Carbon. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **106**: 72 S., 3 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- (1928): Über das Verhältnis der Ibbenbürener Magerkohle zur Gasflammkohle des Ruhrgebietes. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., Abt. B, **60**: 179 – 194, 4 Taf.; Stuttgart.
- (1953): Zur Stratigraphie des Osnabrücker Karbons. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 431 – 440, 2 Abb.; Hannover.
- (1955): Die floristische Kennzeichnung des Westfals D. – Geol. Jb., **71**: 77 – 86, 1 Abb.; Hannover.
- BÖRGER, H. (1929): Untersuchung der tektonischen Verhältnisse in der Umgebung von Ibbenbüren unter besonderer Berücksichtigung der Gesteinsklüfte. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49** (2): 801 – 844, 1 Taf.; Berlin.

- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597 – 636, 6 Abb.; Hannover.
- (1961): Ergebnisse und Probleme stratigraphisch-paläogeographischer Untersuchungen im Buntsandstein Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., **78**: 123 – 134, 7 Abb.; Hannover.
 - (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., & WAGNER, R. (1960), mit Beitr. von HILTERMANN, H., & MÜHLEN, W. VON ZUR: Zur Geologie des Emslandes. – Beih. geol. Jb., **37**: 419 S., 51 Abb., 43 Tab., 5 Taf., 5 Kt.; Hannover.
- BOIGK, H., & STAHL, W. (1970): Zum Problem der Entstehung nordwestdeutscher Erdgaslagerstätten. – Erdöl u. Kohle, **23**: 325 – 333; Hamburg.
- BOLSENKÖTTER, H. (1963): Vergleichende Betrachtung der Methoden zur Beurteilung der Grundwasserneubildung. – Wasserwirtschaft, **53**: 66 – 69; Stuttgart.
- BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D. (1971): Die Grundwasserlandschaften und die Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen, dargestellt an zwei Karten im Maßstab 1:500 000. – Nachr. dt. geol. Ges., **4**: 66 – 74, 2 Abb.; Hannover.
- BOLSENKÖTTER, H., & KOCH, M. (1973): Zur Hydrogeologie des Gebietes zwischen den Strukturen Winterswijk und Epe (nordwestliches Münsterland) unter besonderer Berücksichtigung der Unterkreide. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 91 – 110, 3 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- BORCHERT, H. (1967): Genetische Unterschiede zwischen varistischen und saxonischen Lagerstätten Westdeutschlands und deren Ursachen. – Freiburger Forsch.-H., **C 209**: 47 – 63, 1 Abb.; Leipzig.
- BRAND, E., & HOFFMANN, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. – Erdöl und Kohle, **16**: 437 – 450, 14 Abb.; Hamburg.
- BRANDT, K. (1950): Über das Alter der Dünen im unteren Lippegebiet. – Natur u. Heimat, **10** (3): 1 – 7, 9 Abb.; Münster.
- BRAUER, J., & BUNTFUSS, J. (1966): Sedimentologische Untersuchungen im Oberen Westfal C und Unteren Westfal D des Ibbenbürener Karbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1095 – 1108, 9 Abb.; Krefeld.
- BRAUN, F. J. (1965): Die geologische Geschichte der Landschaft und des Rheinstroms im unteren Niederrheingebiet. – In: Brückenschlag am Niederrhein: 7 – 16, 7 Abb., 1 Taf.; Düsseldorf (Rheinland-Verlag).
- (1968): Bericht über die Exkursion in das Gebiet westlich des Schafberges bei Ibbenbüren am 20. Juni 1965. – Mitt. geol. Ges. Essen, **6**: 42 – 50, 4 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BRAUN, F. H., & THIERMANN, A. (1972): Frühweichselkaltzeitliche Fließerden am Fuße des Teutoburger Waldes und des Schafberges im Tecklenburger Land. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 297 – 302, 3 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- BREYER, F. (1971): Geophysikalische und geologische Beiträge zur oberflächennahen Tektonik im Dach des Bramscher Massivs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 353 – 386, 13 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- BRUNE, A. (1932): Paläogeographische Konglomeratstudien im Ruhrkarbon. – Glückauf, **68**: 389 – 393; Essen.
- BRUNNACKER, K. (1973): Die Dünen und deren Böden bei Westerkappeln/Westfalen. – Bodenaltertümer Westf., **13**: 69 – 76, 1. Abb., 3 Tab.; Münster.
- BUNTEBARTH, G., & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur Ermittlung der Paläotemperaturen im Dach des Bramscher Intrusivs aufgrund von Inkohlungsdaten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 171 – 182, 4 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- BURRE, O. (1923): Die Piesberg-Pyrmonter Achse in der Gegen südlich von Bünde in Westf. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**: 533 – 542, 4 Abb.; Berlin.
- BUSNARDO, R., & LE HEGARAT, G. (1965): Conclusions. In: Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon Sept. 1963. – Mém. Bur. Rech. Géol. Mineral., **34**: 25 – 33, Tab. 6 – 9; Paris.
- BUTZKE, H. (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte des staatlichen Forstamtes Münster für die forstliche Standortkartierung. – 94 S., 1 Anl.-Bd.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. BE0113/003). – [Unveröff.]
- CAMBRESY, A. (1859): Notice sur la Géologie et les richesses minérales du cercle de Tecklenburg. – Revue universelle des mines, de la métallurgie, des travaux publiés, des sciences et des arts appliqués à l'industrie, Ser. 1, **5**; Paris.
- CASEY, R., & ALLEN, P., & DÖRHÖFER, G., & GRAMANN, F., & HUGHES, N. F., & KEMPER, E., & RAWSON, P. F., & SURLYK, F. (1975): Stratigraphical subdivisions of the Jurassic-Cretaceous boundary beds in NW-Germany. – Newsl. Stratigr., **4**: 4 – 5, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- CASTENDYCK, W. (1851): Galmei in der Zechsteinformation am Rochusberg bei Ibbenbüren. – Kölner Ztg. **167**; Köln (DuMont-Schauberg). – [13. Juli, 2. Ausg.]
- (1853 a): Der Rochusknapp oder Röchelsknapp bei Ibbenbüren. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld. u. Westph., **10**: 140 – 151; Bonn.
 - (1853 b): Geognostische Skizze aus dem nordwestlichen Deutschland (Ibbenbüren und Hüggel). – N. Jb. Mineral., Geol., Geogn., Petrefactenk., **1853**: 31 – 37; Stuttgart.
 - (1853 c): Erzführung des Kupferschieferflötzes von Osnabrück (Briefl. Mitt. an Geheimrath VON LEONHARDT). – N. Jb. Mineral., Geol., Geogn., Petrefactenk., **1853**: 444 – 445; Stuttgart.
- CLOOS, H., & LÖGTERS, H., & REICH, H. (1949): Großblatt 59, Haselünne-Vechta-Rheine-Osnabrück. – In: Erläuterungen zur Geotektonischen Karte von Nordwestdeutschland 1:100 000: 116 – 123, Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- CRAMER, W. (1940): Anfänge des Kohlen- und Eisenerzbaues und der Industrie bei Ibbenbüren. – Arch. Landes- und Volkskde. Niedersachsen, **3**: 117 – 130; Oldenburg.
- CREDNER, H. (1863): Über die Gliederung der oberen Juraformation und der Wealdenbildung im nordwestlichen Deutschland. Nebst einem Anhang über die daselbst vorkommenden Nerineen und Chemnitzien. – X u. 192 S., 27 Abb., 1 Kt., 10 Prof.; Prag (Credner).
- CREMER, L. (1894): Die Konglomerate des westfälischen Steinkohlengebirges. – Glückauf, **30**: 117 – 119; Essen.
- (1895): Die Steinkohlenvorkommen von Ibbenbüren und Osnabrück und ihre Verhältnisse zu den rheinisch-westfälischen Steinkohlen-Ablagerungen. – Glückauf, **31**: 129 – 133 u. 147 – 149; Essen.

- DAHM, H.-D. (1958): Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im südlichen Egge-Gebirge. – Geol. Jb., **76**: 25–36, 6 Abb.; Hannover.
- DEAN, W. T., & DONOVAN, D. T., & HOWARTH, M. K. (1961): The Liassic Ammonite Zones and Subzones of the North-West European Province. – Bull. Brit. Mus. (Nat. History), Geology, **4**: 437–500; London.
- DECHEN, H. VON, & RAUFF, M. (1887): Geologische und Mineralogische Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen sowie einiger angrenzender Gegenden. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **44**: 181–476; Bonn.
- DEWERS, F. (1962): Betrachtungen über den Aufbau und die Entstehungsbedingungen des Eggestedter Kiesrückens und seiner Umgebung. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **36**: 93–117, 11 Abb.; Bremen.
- DIENEMANN, W. (1939), mit Beitr. von MÜCKENHAUSEN, E.: Erläuterungen zu den Blättern 3716 Melle, 3717 Quernheim, 3718 Oeynhaus. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000: 145 S., 1 Taf.; Berlin.
- (1941): Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **93**: 384–392, 1 Abb.; Berlin.
- DIENEMANN, W., & FRICKE, K. (1961), mit Beitr. von HARRE, W., & SCHMIDT-BERGER, S., & SCHNEIDER, S.: Mineral- und Heilwässer, Pelloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. – Geol. u. Lagerst. Niedersachsen, **5** (5): 476 S., 52 Abb., 24 Tab.; Göttingen, Hannover.
- DILL, W. (1973): Die Torfindustrie im Strukturwandel der Volkswirtschaft. – Telma, **3**: 257–264; Hannover.
- DIN 1054 Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beiblatt (1976). – 30 S., 15 Abb., 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verlag).
- DIN 4095 Dränung des Untergrundes zum Schutz von baulichen Anlagen, Planung und Ausführung, mit Beiblatt (1973). – 7 S., 7 Abb.; Berlin, Köln (Beuth-Verlag).
- DIN 4124 Baugruben und Gräben. Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau (1972). – 12 S., 11 Abb., 5 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verlag).
- DIN 18300 Verdingungsordnung für Bauleistungen, Teil C: Allgemeine Technische Vorschriften für Erdarbeiten (1974): – 11 S.; Berlin, Köln (Beuth-Verlag).
- DÖRING, H. (1964): Trilete Sporen aus dem Oberen Jura und dem Wealden Norddeutschlands. – Geologie, **13**: 1099–1130, 1 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- (1966): Sporenstratigraphischer Vergleich zwischen dem Wealden Nordwestdeutschlands und Südinglands. – Beih. Geol., **55**: 102–129, 1 Tab., 7 Taf.; Berlin.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt NW).
- DUBBER, H.-J. (1972): Grundwasserschwankungsbereich und Oxydationshorizont in quartären Sanden der oberen Ems. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **21**: 349–370, 11 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 620–662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DUNKER, W. (1846): Monographie der norddeutschen Wealdenbildung. Ein Beitrag zur Geognosie und Naturgeschichte der Vorwelt. – 86 S., 21 Taf.; Braunschweig (Oehme & Müller).

- DUPHORN, K. (1976): Kommt eine neue Eiszeit? – Rdsch., **65**: 845–864, 6 Abb.; Stuttgart.
- EBERS, E. (1926): Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. Eine Monographie der Drumlins. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, Beil.-Bd., **53**: 153–270, 3 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1937): Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. Zehn weitere Jahre Drumlinforschung (1926–1936). – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, Beil.-Bd., **78**: 200–240, 3 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- EBERT, A. (1952): Der Schafberg bei Ibbenbüren. In: Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück: 10–13, 1 Tab.; Osnabrück (Meinders & Elstermann).
- (1953): Über tektonische Vorgänge während des Oberkarbons im Bereich der Ibbenbürener Scholle (Vortragsreferat). – Z. dt. geol. Ges., **104**: 516–517; Hannover.
- (1954): Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. Mit einem Beitrag von J. LEISSER. – Beih. geol. Jb., **14**: 113 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- EBERT, K. (1971): Die Kohle als Rohstoff für die langfristige Energieversorgung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 185–190, 3 Tab.; Krefeld.
- ECKARDT, F.-J., & GAERTNER, H. R. VON (1962): Zur Entstehung und Umbildung der Kaolin-Kohlentonsteine. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 623–640, 2 Abb., 2 Tab., 12 Taf.; Krefeld.
- EDELMAN, C. H., & MAARLEVELD, G. C. (1958): Pleistozängeologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. – Geol. Jb., **73**: 639–684, 26 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- EGGELSMANN, R. (1960): Über die Höhenveränderungen der Mooroberfläche infolge von Sackung und Humusverzehr sowie in Abhängigkeit von Azidität, Atmung und anderen Einflüssen. – Mitt. Arb. Staatl. Moorversuchsstat. Bremen, **8**: 99–132, 23 Abb., 20 Tab.; Hamburg. – [Festschr. 10jähr. Bestehen Kuratorium Staatl. Moorversuchsstat. Bremen]
- EINECKE, G., & KÖHLER, W. (1910): Die Brauneisensteinnester des Schafberges bei Ibbenbüren. – In: Die Eisenvorräte des Deutschen Reiches. – Arch. Lagerst.-Forsch., **1**: 335–339, 1 Tab.; Berlin.
- ELLERMANN, C. (1963): Beitrag zur Gliederung und Verbreitung des Tertiärs im West-Emsland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 111–130, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- ERBE, J. (1958): Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. – Geol. Jb., **76**: 103–128, 13 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- FABIAN, H.-J. (1971): Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich. Stratigraphie und Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 67–100, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FABIAN, H. J., & MÜLLER, G. (1962): Zur Petrographie und Altersstellung präsalinärer Sedimente zwischen der mittleren Weser und der Ems. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 1195–1140, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- FIEDLER, H. J., & ALTERMANN, M. (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß („Flotssand“) im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. – Geologie, **13**: 1199–1228, 27 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- FIEGE, K. (1950): Das Raseneisenerz Schleswig-Holsteins. – N. Jb. Mineral., Geol. Paläont., Mh., **1950**: 219–237, 1 Abb.; Stuttgart.

- FLOHN, H. (1969): Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 204 – 234, 8 Abb.; Öhringen/Württ.
- FRECHEN, J., & LIPPOLT, H. J. (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 5 – 30, 8 Abb., 8 Tab.; Öhringen/Württ.
- FRICKE, K. (1954 a): Die unterirdischen Lagerstätten (3. Abt., Kohle, Erze, Salze, Erdöl und Erdgas, Bitumina, Fluorit, Baryt. – Veröff. niedersächs. Amt Landespl. u. Statist., R. A I, Geol. u. Lagerst. Niedersachsen, **5**: 188 S., 26 Abb.; Bremen-Horn (Dorn).
- (1954 b): Entstehung, Beschaffenheit und räumliche Verbreitung der Heil- und Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. – 40 S., 16 Abb.; Krefeld (Amt Bodenforsch.).
 - (1954 c): Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. Bemerkungen zur Karte und zur Nomenklatur und Begriffsbestimmung der Mineralwässer. – Geol. Jb., **69**: 491 – 500, 1 Taf.; Hannover.
- FRICKE, K., & MICHEL, G. (1970): Mineralwasserprovinzen in Nordrhein-Westfalen. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh., Hydrogeol. Hydrochem.: 287 – 292; Hannover.
- GAERTNER, H. (1980): Buntsandstein. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Einführung in die Geologie des Osnabrücker Berglandes; Osnabrück. – [In Vorbereitung.]
- GAERTNER, H.-R. VON (1953): Petrographische Bearbeitung des Rotliegenden aus der Untersuchungsbohrung Limbergen 1. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 521 – 522; Hannover.
- GERMAN, R. (1973): Sedimente und Formen der glazialen Serie. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 5 – 15, 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- GLASHOFF, H. (1964): Ostracoden-Faunen und Paläogeographie im Oxford NW-Europas. – Paläont. Z., **38**: 28 – 65, 3 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- GÖPPERT, H. R. (1854): Bericht über eine im Auftrage des Hohen Ministeriums für Handel, Gewerbe und öffentliche Arbeiten im August und September 1850 im Westfälischen Hauptbergdistrict unternommene Reise zum Zwecke der Untersuchung der in der dortigen Steinkohlenformation vorkommenden fossilen Flora. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., **11**: 225 – 264, 1 Taf.; Bonn.
- GOHL, D. (1972): Strukturen und Skulpturen der Landschaft. Die Methodik der Darstellung am Beispiel einer Karte von Deutschland. – Forsch. dt. Landeskde., **184**: 62 S., 1 Kt. 1: 1 000 000; Bonn-Bad Godesberg.
- GOTHAN, W. (1925): Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. – Glückauf, **61**: 777 – 779; Essen.
- GOTHAN, W., & HAACK, W. (1923): Bericht über die Tiefbohrung Ibbenbüren IV. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: XXV – XXVII; Berlin.
- , & - (1924): Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. – Glückauf, **60**: 535 – 541, 3 Abb.; Essen.
- GRABERT, H. (1952): Zur Dünenbildung im Münsterland. – Geol. Jb., **66**: 693 – 702, 1 Abb.; Hannover.
- GRAF, K. (1973): Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **16**: 105 – 154, 42 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- GRAMANN, F. (1962): Schwamm-Rhaxen und Schwamm-Gesteine (Spongiolithe, Spiculite) aus dem Oxford NW-Deutschlands. – Geol. Jb., **80**: 213 – 220, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- GRAUPNER, A. (1970): Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, 5. Die Lagerstätten und ihre Bewirtschaftung, 2 Abt., Steine und Erden. – X u. 299 S., 23 Abb., 1 Tab., 8 Kt.; Göttingen (Wurm).

- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 16 – 25; Öhringen/Württ.
- GRIPP, K. (1973): Grundmoräne und Geschiebepflaster. – Meyniana, **23**: 49 – 52, 2 Abb.; Kiel.
- (1974): Untermoräne – Grundmoräne – Grundmoränenlandschaft. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 5 – 9, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
 - (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Randes des nordeuropäischen Inlandeises. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 31 – 71, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen/Württ.
- GRUPE, O. (1933): Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen weißen Jura und ihre Bedeutung als Bildner schwefelwasserstoffhaltiger Grundwässer und Quellen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 702 – 730, 3 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- GRUPE, O., & DIENEMANN, W., & HAACK, W. (1929): Über die stratigraphische Stellung des Wiehengebirgsquarzites. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **50**: 16 – 28; Berlin.
- HAACK, W. (1909): Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29**: 458 – 531, 2 Taf.; Berlin.
- (1925 a): Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **76**: 33 – 52, 1 Abb.; Berlin.
 - (1925 b): Erläuterungen zu einer Strukturfarte des Osnabrücker Landes. – Z. dt. geol. Ges., **77**: 166 – 171, 1 Taf.; Berlin.
 - (1926): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **47**: 160 – 207, 2 Abb., 3 Tab.; Berlin.
 - (1927): Erdgeschichte und Bau des Osnabrücker Landes. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **84**: 34 – 37; Bonn.
 - (1930 a): Die Entwicklung des Diluviums in der weiteren Umgebung von Osnabrück. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., **5**: 93 S., 1 Tab.; Berlin.
 - (1930 b), mit Beitr. von GÖRZ, G: Erläuterungen zu Blatt Iburg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000: 95 S., 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.
 - (1935 a): Erläuterungen zu Blatt Lengerich. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000: 48 S., 2 Abb.; Berlin.
 - (1935 b): Erläuterungen zu Blatt Hasbergen. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Länder 1: 25 000: 84 S., 5 Abb.; Berlin.
- HAARMANN, E. (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **30** (1): 1 – 58, 5 Taf.; Berlin.
- (1914): Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“. – Branca-Festschr.: 324 – 372, 16 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
 - (1915): Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. Mit Diskussion 361 – 370. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **66**: 354 – 361, 4 Abb.; Berlin.
- HAASE, G., & LIEBEROTH, J., & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. – Periglazial-Löß-Paläolithikum in der Deutschen Demokratischen Republik. – Petermanns geograph. Mitt., Erg.-H., **274**: 99 – 212, 41 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Gotha, Leipzig.
- HAHN, A., & KIND, E. G. (1971): Eine Interpretation der magnetischen Anomalie von Bramsche. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 387 – 394, 4 Abb.; Krefeld.

- HAMBLOCH, H. (1958): Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. – Erdkde., **12**: 128 – 132, 4 Abb.; Bonn.
- HAMM, F., & HILTERMANN, H. (1960): Naturwissenschaftliche Bibliographie des Osnabrücker Raumes. Teil C: Geologie, Paläontologie und Mineralogie. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **29**: 109 – 147; Osnabrück.
- HARBORT, E., & KEILHACK, K. (1918): Erläuterungen zu Blatt Senne. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. B.-Staat. 1:25 000: 27 S.; Berlin.
- HARBORT, E., & MESTWERTD, A. (1915): Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittelland-Kanals. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **66**: 161 – 191, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- HAVLENA, V. (1968): Über das Alter und die Entstehung der roten Schichten des Karbons von Ibbenbüren. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**: 142 – 152, 4 Abb.; Stuttgart.
- HAZEN, A. (1893): Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in filtration. – Annual Rep. Mass. State, B, Health, **24**: 541 – 556; Massachusetts.
- HEDEMANN, H.-A., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – In: Die Karbonablagerungen der Bundesrepublik Deutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 142, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HEIDORN, F. (1949): Über den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. In: Erdöl u. Tektonik in NW-Deutschland: 97 – 113, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- HEINE, TH. (1861): Geognostische Untersuchungen der Umgebung von Ibbenbüren. – Z. dt. geol. Ges., **13**: 149 – 242, 1 Kt.; Berlin. [Zugleich auch in Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld. u. Westph., **19**: 107 – 211, 2 Taf.; Bonn 1861]
- HEINROTH, H.-J. (1969): Die Erschließung des Vinter Moores. – Naturkde. in Westf., **5**: 74 – 80, 5 Abb.; Hamm.
- HEISIG, J. (1971): Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elastischen Wellen in Kernen der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 121 – 124, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HELLWIG, F. (1942): Das Ibbenbürener Vorkommen. – In: Der Deutsche Steinkohlenbergbau, **1**: 293 – 303; Essen (Glückauf).
- (1953): Verhalten der flüchtigen Bestandteile im Bereich der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 517 – 518; Hannover.
- HELLWEG, H. W., & TREPTOW, O. (1971): Entwicklung und heutiger Stand des Steinkohlenbergbaus. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 191 – 200, 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- HEMPEL, L. (1963): Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 68 – 76, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- HERRMANN, A. (1962): Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11 – 72, 13 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1968): Zur Charakteristik des Münsterländer Abbruches. – Decheniana, **119**: 183 – 189, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.

- (1950 a): Über das Flußsystem der Ur-Ems im nördlichen Münsterland und seine Bedeutung als Grundwasserspeicher. – Bohrtechnik-Brunnenbau, **1**: 207 – 210, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
 - (1950 b): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., **64**: 633 – 641, 2 Abb.; Hannover.
 - (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956**: 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
 - (1973): Norddeutsches Quartär (1961 – 1972). – Zbl. Geol. Paläont., **1973** (1): 141 – 177, 3 Tab.; Stuttgart.
 - (1975 a): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267 S., 44 Abb., 29 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt NW).
 - (1975 b): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 1 Taf.; Paderborn (F. Schöningh). – [Bochumer geograph. Arb., Sonderr., **2**]
 - (1978): Norddeutsches Quartär (1972 – 1977). – Zbl. Geol. Paläont., **1977** (1): 1 115 – 1 139, 2 Tab.; Stuttgart.
- HILTERMANN, H. (1970): Das Oberoligozän von Pohlkotte bei Osnabrück und seine Mikrofauna. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **33**: 71 – 91; Osnabrück.
- HINSCH, W., & ORTLAM, D. (1974): Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **A 16**: 3 – 25, 6 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HINZE, C. (1980): Erläuterungen zu Blatt 3614 Wallenhorst. – Geol. Kt. Niedersachsen 1:25 000; Hannover. – [In Vorbereit.]
- HOERNECKE, F. (1901): Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und Zechsteins an der Ibbenbürener Bergplatte. – Diss. Univ. Gießen: 30 S., 3 Taf.; Halle/S. (Eigenverlag).
- HOFFMANN, F. (1826): Der Piesberg, Hüggel und Ibbenbüren. – Deutschland geogn. dargestellt, **4**; Berlin.
- (1827 a): Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück. – Karstens Arch. Bergb. u. Hüttenw., **12**: 264 – 336; Berlin 1826; **13**: 3 – 34; Berlin 1827.
 - (1827 b): Untersuchungen über die Pflanzenreste des Kohlengebirges von Ibbenbüren und vom Piesberg bei Osnabrück. – Karstens Arch. Bergb. u. Hüttenw., **13**: 226 – 282; Berlin.
- HOFFMANN, K. (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Lias und Dogger. – In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland: 113 – 129, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- HOYER, P., & LEISSER, J., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die regionale Änderung der Inkohlung im Grubenfeld der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 147 – 150, 2 Taf.; Krefeld.
- HUCKE, K. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). – 132 S., 24 Abb., 5 Tab., 50 Taf., 2 Kt.; Oldenzaal (Nederl. Geol. Ver.). – [Herausgegeben und erweitert von VOIGT, E.]
- HUCKRIEDE, R. (1967): Molluskenfauna mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. – Beih. geol. Jb., **67**: 263 S., 32 Abb., 25 Taf.; Hannover.

- HUFFMANN, H. (1971): Gesteinsphysikalische Daten von Sandsteinproben aus der Untertagebohrung 150 und den Bohrungen Bockraden 1 und 2 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 111 – 120, 1 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- ILLIES, H. (1949): Die Lithogenese des Untereozäns in Nordwestdeutschland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **18**: 7 – 44, 2 Taf.; Hamburg.
- IMEYER, F. (1926): Vergleichend-stratigraphische Untersuchungen der Faziesverhältnisse des Oberen Juras von den Heersumer Schichten bis zu den Gigasschichten im Wiehengebirge und Teutoburger Walde. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **19**: 1 – 79, 7 Taf.; Osnabrück.
- (1929): Das Alter des Wiehengebirgsquarzits. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **21**: 277 – 284, 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück.
 - (1936): Gliederung und Lagerung des Oberen Oxford (Korallenoolith) im westlichen Wiehengebirge. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **23**: 101 – 127, 4 Taf.; Osnabrück.
 - (1953): Die Entwicklung des Oberen Oxford (Korallenoolith) im Geln. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **26**: 47 – 48, 1 Abb.; Osnabrück.
 - (1960): Die Entwicklung des Oberen Oxford im Teutoburger Wald und seine Beziehung zu dem des Wiehengebirges. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **29**: 76 – 83, 2 Abb.; Osnabrück.
- JACOBI, G. (1909): Der Steinkohlenbergbau in der Grafschaft Tecklenburg und Lingen im ersten Jahrhundert preußischer Herrschaft. – Münsterische Beitr. Geschichtsforsch., N. F., **23**: 100 S.; Münster. – [Diss. Univ. Münster: 52 S.; Münster (Coppentrath)]
- JARITZ, W. (1968): Einige Bemerkungen über die Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – Erdöl u. Kohle, **21**: 519 – 520, 1 Abb.; Hamburg.
- (1969): Epirogenese in Nordwestdeutschland im höheren Jura und in der Unterkreide. – Geol. Rdsch., **59**: 114 – 124, 3 Abb.; Stuttgart.
 - (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., **A 10**: 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- JARITZ, W., & KOCKEL, F., & SAMES, C. W., & STACKELBERG, U. VON, & STETS, J., & STOPPEL, D. (1969), unter Mitarb. von BALDSCHUHN, R., & KRAMPE, K.-D.: Erläuterungen zum Paläogeographischen Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa. – 315 S., 18 Abb.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- JESSEN, W. (1956): Allgemeine Erkenntnisse aus feinstratigraphisch erarbeiteten Faunen- und Sedimentzyklen des Ruhrkarbons. – Geol. Rdsch., **45**: 119 – 128; Stuttgart.
- (1962): Zusammenfassende Bemerkungen zur Stratigraphie des Steinkohlengebirges und seiner roten Hangendschichten in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 1141 – 1144; Krefeld.
- JORDAN, R. (1971): Zur Salinität des Meeres im höheren Oberen Jura Nordwest-Deutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **122**: 231 – 241, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1974): Salz- und Erdöl/Erdgas-Austritt als Fazies bestimmende Faktoren im Mesozoikum Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., **A 13**: 64 S., 2 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- JOSTEN, K.-H. (1962): Die wichtigsten Pflanzenfossilien des Ruhrkarbons und ihre Bedeutung für die Gliederung des Westfals. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 753 – 772, 2 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

- (1966): Zur Flora des jüngeren Karbons (Westfal C bis Stefan) in Nordwestdeutschland und ihr Vergleich mit anderen Gebieten. Mit Beitr. von PAPROTH, E. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 565 – 644, 24 Abb., 1 Tab., 18 Taf.; Krefeld.
 - (1970): Bemerkenswerte Pflanzenfossilien aus dem Oberkarbon des Ruhrgebiets (Westfal B) und des Piesberges (Westfal D.) – Abh. hess. L.-Amt für Bodenforsch., **56**: 56 – 64, 6 Abb., 3 Taf.; Wiesbaden.
 - (1971 a): Die Flora aus dem Westfal C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 71 – 78; Krefeld.
 - (1971 b): Megaflora. – In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 115 – 120, 3 Abb.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassende Übersicht über das höhere Oberkarbon im Ruhrrevier, Münsterland und Ibbenbürener Raum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 281 – 292, 1 Taf.; Krefeld.
- KAEVER, M. (1976): Marines Miozän in einem Erdfall des Ostwestfälisch-Lippischen Berglandes, paläogeographisch interpretiert. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976**: 532 – 540, 2 Abb.; Stuttgart.
- KAEVER, M., & OEKENTORP, K., & SIEGFRIED, P. (1976): Fossilien Westfalens – Invertebraten des Jura. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **40/41**: 360 S., 12 Abb., 8 Tab., 67 Taf.; Münster.
- KAISER, K.-H. (1975): Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 1 – 30, 4 Abb., 4 Taf.; Öhringen/Württ.
- KARRENBERG, H., & WOLTERS, R. (1965): Erdfall in Mettingen, Brief vom 25. 2. 1965. – 2. S.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt NW, Nr. GG 3612/004). – [Unveröff.]
- KARSTEN, D. L. G. (1799): Die mineralogische Beschaffenheit der Steinkohlenflöze am Dickenberg, Buchholz und Schafberg im Lingenschen. – Ges. naturforsch. Freunde in Berlin, N. Schr., **2**: 289; Berlin.
- KEILHACK, K. (1897): Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **17**: 163 – 188, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1918): Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **69**: 2 – 19, 1 Kt.; Berlin.
- KELLER, G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. – Z. dt. geol. Ges., **101**: 86 – 92, 3 Abb.; Hannover.
- (1951): Der stratigraphische Aufbau des Diluviums im nördlichen Vorland der Osnabrücker Mittelgebirgsschwelle. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 161 – 169, 3 Abb.; Stuttgart.
 - (1952): Beitrag zur Frage Oser und Kames. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 127 – 132, 4 Abb.; Öhringen/Württ.
 - (1953): Der Schafberg bei Ibbenbüren und sein Verhältnis zur Osningtontektonik. – Geotekt. Forsch., **9/10**: 100 – 115, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
 - (1954 a): Faziesverhältnisse im Randgebiet der nordwestfälischen Lößverbreitung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 533 – 543, 5 Abb.; Stuttgart.
 - (1954 b): Fluviale Feinsande des Saale-Weichsel-Interglazials an der Münsterlandseite des nordwestlichen Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 350 – 357, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

- (1956): Die Ausbildung des Wealden am Nordwestende des Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1955**: 59–69, 2 Abb.; Stuttgart.
 - (1964): Das Oxford-Vorkommen des Knollmanns-Berges bei Hörstel (Westfalen). – N. Jb. Geol. Paläont., **1964**: 608–613, 1 Abb.; Stuttgart.
 - (1966): Mächtigkeitsfragen der Roten Schichten (Westfal D) im Gesamtbild der Horsttektonik des Ibbenbürener Schafberges. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 36–43, 2 Abb.; Stuttgart.
 - (1967): Die Virgation des Osning-Sandsteins (Valendis bis Unter-Alb) im nordwestlichen Teutoburger Wald. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **128**: 101–118, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
 - (1968): Zur Geologie des Piesberges bei Osnabrück. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 743–748, 3 Abb.; Hannover.
 - (1973): Tecklenburger Land. – In: 350 Millionen Jahre Erdgeschichte. – Merian, **26** (3): 98 S., 1 Abb.; Hamburg.
 - (1974 a): Die Fortsetzung der Osningzone auf dem Nordwestabschnitt des Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974**: 72–95, 9 Abb.; Stuttgart.
 - (1974 b): Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 48–53, 1 Tab.; Öhringen/Württ.
 - (1974 c): Beitrag zur Geologie des Rubbenbruches bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **3**: 69–78, 3 Abb.; Osnabrück.
 - (1976): Saxonische Tektonik und Osning-Zone. – Z. dt. geol. Ges., **127**: 297–307, 8 Abb.; Hannover.
- KEMPER, E. (1961 a): Mikrofauna und Faziesfossilien im unteren Mittelvalendis Nordwestdeutschlands. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1961**: 87–94, 2 Tab.; Stuttgart.
- (1961 b): 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.
 - (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geol. Jb., **A 9**: 47–67, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
 - (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide. – 5. Aufl., 206 S., 45 Abb., 13 Tab., 34 Taf.; Nordhorn (Heimatver. Grafschaft Bentheim e. V.).
- KIFFE, T. (1928): Der Ibbenbürener Steinkohlenbergbau vom Jahre 1813 bis zur Gegenwart. – Diss. Univ. Münster: 10 S.; Münster.
- KINDERMANN, K. (1920): Neue Aufschlüsse im Ibbenbürener Steinkohlengebirge. – Glückauf, **56**: 1017–1019; Essen.
- KLASSEN, H. (1968 a): Stratigraphie und Fazies des tieferen Malm im Wiehengebirge und Teutoburger Wald. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **32**: 39–96, 2 Abb., 4 Anl.; Osnabrück.
- (1968 b): Zur Frage der „Wiehengebirgstransgression“. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 663–668, 2 Abb.; Hannover.
 - (1970): Mikrofaunistische Gliederung des Unteren und Mittleren Kimmeridge im westlichen niedersächsischen Becken. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **33**: 122–138, 2 Anl.; Osnabrück.

- (1975): Aufbau, Genese und stratigraphische Bedeutung der Siderit-Sphäroide im Grenzbereich Dogger/Malm. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 411 – 416, 1 Taf.; Hamburg.

Klimaatlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – 77 Kt., 10 Taf. mit Erl.; Offenbach (Dt. Wetterdienst).

KLINGLER, W. (1955): Mikrofaunistische und stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Kimmeridge und Portland des Weser-Adler-Gebiets. – Geol. Jb., **70**: 167 – 246 u. 575 – 576, 7 Abb., 17 Taf.; Hannover.

- (1956): Zur Gliederung des Oberen Malm in Nordwestdeutschland. – Erdöl u. Kohle, **9**: 578 – 579, 1 Tab.; Hamburg.

KLINGLER, W., & MALZ, H., & MARTIN, G. P. R. (1962): Malm Nordwestdeutschlands. – In: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 159 – 190, 15 Abb., 10 Tab., 22 – 27 Taf.; Berlin (Borntraeger).

KLÜPFEL, W. (1931): Stratigraphie der Weserkette. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **129**: 423 S.; Berlin.

KNAUFF, W. (1965): Mikropaläozoologische Untersuchungen an Proben aus dem Tecklenburger Gebiet. – 2 S.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt NW, Nr. G4G3612/00A). – [Unveröff.]

- (1971 a): Die Mikrofauna im Westfal A und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 67 – 70, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

- (1971 b): Mikrofauna. – In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 113 – 114; Krefeld.

KNAUFF, W., & KÖWING, K., & RABITZ, A. (1971): Der erste Nachweis von Horizonten mit Foraminiferen im Westfal D von Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 257 – 262, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.

KNIBBE, M., & SCHELLING, J. (1967): De lijzerverplaatsing naar gleygronden. – In: G. G. I. STEUR et al., Bodenkartering. Een kwart eeuw onderzoek met boor et spade. – Wageningen (Sticht. Bodenkartering).

KOCKEL, C. W. (1947): Blatt Mettingen. – Geol. Kt. 1: 25 000: 2 Kt.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. GK3612/001). – [Unveröff.]

- (1948): Schwerebild und Bau des Osnabrücker Landes. – Geol. Rdsch., **36**: 97; Stuttgart.

KÖTTER, K., & MAUSOLF, F. (1962): Hydrogeologie des Westteiles der Ibbenbürener Karbonscholle (unter besonderer Berücksichtigung der Grundwasserbeschaffenheit der Kohlenbergwerke). – Forsch.-Ber. Land Nordrhein-Westfalen, **999**: 23 – 113, 45 Abb.; Köln, Opladen.

KOPP, E., & WOLSTEDT, P. (1965): Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Nordwestdeutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 37 – 46, 4 Abb.; Öhringen/Württ.

KRAMM, E. (1978): Pollenanalytische Hochmoor-Untersuchungen zur Floren- und Siedlungsgeschichte zwischen Ems und Hase. – Abh. Landesmus. Naturkde. Münster, **40** (4): 44 S., 29 Abb., 6 Tab.; Münster.

- KRAMM, E., & MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 39–44, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- KREMP, G. (1953): Über die Sporenflora des Ibbenbürener-Karbons und ihre stratigraphische Bedeutung. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 517; Hannover.
- KREMP, G., & TEICHMÜLLER, R. (1954): Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. Ein Vergleich der Schichtenfolge und Metamorphose. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 343–349, 3 Abb.; Stuttgart.
- KRONBERG, P. (1976): Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, des Münsterlandes und des Niederrheins – kartiert in Aufnahmen des Erkundungs-Satelliten ERTS-1. – Geol. Jb., **A 33**: 37–48, 4 Abb.; Hannover.
- KRUCK, W., & WOLFF, F. (1975): Ergebnisse einer Fazieskartierung im Schilfsandstein des Weserberglandes. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 417–421, 1 Abb.; Hamburg.
- KUHLMANN, L. (1915): Die Osningachse zwischen Hüggel und Schafberg. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **35** (1): 1–62, 2 Taf.; Berlin.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- LAATSCH, W. (1957): Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. – 4. Aufl.: 280 S., 58 Abb., 6 Taf.; Dresden, Leipzig (Steinkopf).
- LANG, H. D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlösses im Raum Wittlingen-Hankensbüttel. – Z. dt. geol. Ges., **125**: 269–276, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LANGE, W. (1973): Ammoniten und Ostreen (Biostratigraphie, Ökologie, Zoogeographie) des Callovium/Oxfordium-Grenzbereichs im Wiehengebirge. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **27**: 209 S., 27 Abb., 5 Tab., 25 Taf.; Münster.
- LANGHEINRICH, G. (1977): Zur Terminologie der Schieferungen. – Geol. Rdsch., **66**: 336–352, 9 Abb.; Stuttgart.
- LEGGEWIE, R., & FÜCHTBAUER, H., & EL NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). – Geol. Rdsch., **66**: 551–577, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LEISSER, J. (1951): Der Steinkohlenbergbau in Ibbenbüren. – Bergfreiheit, **16** (9): 12–15, 2 Abb.; Herne.
- (1953): Rohstoffliche Untersuchungen des Ibbenbürener Karbons im Rahmen des Flözarchivs. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 519; Hannover.
 - (1954): Kohlenpetrographische Untersuchungen der Ibbenbürener Flöze. – Beih. Geol. Jb., **14**: 71–88, 7 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- LEPPER, J. (1976), mit Beitr. von KNAPP, G., & MÖKER, H., & NEUMANN-REDLIN, CH., & OELKERS, K.-H., & ROHDE, P., & SCHLÜTER, W., & STEIN, V., unter Mitarb. von GRAMANN, F., & MATTIAT, B., & MÜLLER, P., & RÖSCH, H.: Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlshafen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000: 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- LÖGTERS, H. (1951): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. – Z. dt. geol. Ges., **102**: 8–42, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.

- LORENZ, W. (1975): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Korallenoolith (Malm) im Wiehengebirge (NW-Deutschland). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 423–447, 12 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- LOTZE, F. (1951): Über synorogene Sedimentation. – Z. dt. geol. Ges., **102**: 163; Hannover.
- (1954 a): Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 145–152, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
 - (1954 b): Das Alter der Erzvorkommen des Osnabrücker Gebietes im Verhältnis zur Tektonik. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 336–342; Stuttgart.
 - (1957): Probleme der Gebirgsbildung. – Arb.-Gem. Forsch. Land Nordrh.-Westf., **37**: 1–28, 12 Abb.; Köln, Opladen.
- LUDWIG, G. (1971): Die Paläosalinität oberkarbonischer Tonsteine der Untertagebohrung 150 Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 101–110, 4 Abb.; Krefeld.
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 39–50, 4 Abb.; Öhringen/Württ.
- LUSZNAT, M., & THIERMANN, A. (1973): Die Entwicklung der geologischen Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen nach 1873. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **23**: 55–102, 7 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- LUTTERBEY, G. (1964): Der Ibbenbürener Steinkohlenbergbau, eine standortliche Untersuchung. – Diss. Univ. Münster: 188 S.; Münster.
- LUTZE, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. – Geol. Jb., **77**: 391–532, 20 Abb., 8 Tab., 13 Taf.; Hannover.
- LUX, G. (1961): Tektonik der Ibbenbürener Karbonscholle. – Diss. Univ. Münster: 127 S., 111 Abb., 5 Kt.; Münster. – [Unveröff.; Auszug in: Diss. mathem.-naturwiss. Fak. Westf. Wilhelms-Universität zu Münster in Referaten, **22**: 40–41; Münster 1962]
- MAAS, H. (1955): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen aufgrund der Bodenbildungen. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 137–138; Hannover.
- MARTIN, G. P. R., & WEILER, H. (1963): Der Wealden in der Gegend von Barnstorf (Kreis Grafschaft Diepholz, Niedersachsen). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **118**: 30–64, 3 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.
- MEMPEL, G. (1962): Verbreitung und Genese der Buntmetall-Spuren in den paläozoischen und mesozoischen Sedimenten Nordwestdeutschlands. – Erzmetall – Z. Erzbergb. u. Metallhüttenwes., **15**: 62–72, 7 Abb., 2 Tab., Diskuss.: 156–157; Stuttgart.
- MENSCHING, H. (1951): Die Entstehung der Auelehmdecken in Nordwestdeutschland. – Proc. 3 d intern. Congr. Sedimentol.: 193–210, 7 Abb.; Groningen-Wageningen.
- MERKT, J. (1968): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. – Geol. Jb., **86**: 107–112, 1 Taf.; Hannover.
- (1971): Geologie: 23–31, 1 Tab., 1 Kt. – In: BEHR, H.-H. [Hrsg.]: Der Landkreis Osnabrück. – 357 S., 185 Abb., 1 Kt.; Osnabrück (A. Fromm).
- MESTWERDT, A. (1926): Erläuterungen zu Blatt 3916 Halle (Westf.). – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1: 25 000: 41 S., 1 Tab.; Berlin.
- MEYER, K. (1969): Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland. – Erdoel-Erdgas-Z., **85**: 484–505, 21 Abb.; Wien.

- MEYER, K.-D., & SCHMID, F., & WOLBURG, J. (1977): mit Beitr. von HEDEMANN, H.-A., & KOSMAHL, W., & LEBKÜCHNER, H., & PETERS, H.-G., & ROESCHMANN, G., & SCHÖNEICH, H., & SCHÜTTE, H., unter Mitarb. von BERTRAM, H., & GRAMANN, F., & REUTER, G., & SCHLENKER, B.: Erläuterungen zu Blatt 3610 Salzbergen. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000: 111 S., 5 Tab., 1 Taf., 3 Kt.; Hannover.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1957): Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik dargestellt in 60 farbigen Bodenprofilen mit Erläuterungen. – Wiss. Schr.-R. land- u. hauswirtschaftl. Auswertungs- u. Inform.-Dienst., **14**: 146 S.; Frankfurt/M. (Kommentator-Verlag).
- (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. – 148 S., 14 Abb., 60 farb. Bodenprof.; Frankfurt/M. (DLG-Verlag).
- MÜCKENHAUSEN, E., & MERTENS, H. (1966): Die Bodenkarte 1 : 5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung. – 3 Aufl.: 40 S., 3 Abb., 5 Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forst. Land Nordrhein.-Westf.).
- MÜHLFELD, R. (1964): Anleitung für die geologische Auswertung von Luftbildern und die Planung photogeologischer Arbeiten. – 64 S., 16 Abb.; Hannover (B.-Anstalt Bodenforsch.).
- MÜHLENSIEFEN, J. (1971): Aufgaben und Durchführung der Untertagebohrung 150 der Preussag Aktiengesellschaft Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 57 – 64, 1 Abb.; Krefeld.
- MÜLLER, E.-H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 255 – 266, 1 Abb.; Krefeld.
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.). Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978**: 117 – 128, 7 Abb.; Stuttgart.
- MUNDRY, E. (1971): Der Temperaturverlauf im Dach des Bramscher Massivs nach der Wärmeleitungstheorie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 539 – 546, 5 Abb.; Krefeld.
- Munsell Soil Color Charts (1954): Baltimore/Maryland (Munsell Color Comp.).
- NAUKE, M. (1975): Zur Sedimentologie des Unterkimmeridge im westlichen Weser- und Wiehengebirge. – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 469 – 494, 13 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- NIEMANN, J. (1962): Ein Beitrag zur Untersuchung des Großklimas im Landschaftsraum Osnabrück. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **30**: 138 – 161, 10 Abb., 23 Tab.; Osnabrück.
- (1965): Zweiter Beitrag zur Untersuchung des Großklimas im Landschaftsraum Osnabrück. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **31**: 116 – 136, 5 Abb., 13 Tab.; Osnabrück.
- NIEMEIER, G. (1928): Das Tecklenburg-Osnabrücker Hügelland. – Jber. naturwiss. Ver. Osnabrück, **20**: 1 – 108; Osnabrück.
- NODOP, J. (1963): Vorweisung einer Karte des präkretazischen Untergrundes Nordwestdeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 423 – 426, 1 Kt.; Hannover.
- NOLLAU, G. (1970): Raseneisenerz, Weißeisenerz und Vivianit im Niederungsmoor des Emslandes. – Der Aufschluß, **21**: 311 – 318, 4 Abb.; Stuttgart.

- OEKENTORP, K. (1977): Übersicht der geowiss. Museen in der BRD (1): Museen Westfalens mit geologisch-paläontologischen und mineralogischen Schausammlungen. – Nachr. dt. geol. Ges., **16**: 102 – 111, 1 Abb.; Hannover.
- OELKERS, K.-H. (1971): Die Erarbeitung von Gesetzmäßigkeiten der Bodenverbreitung Südniedersachsens, unter Verwendung der Bodenschätzung sowie geologischer und morphologischer Karten. – Z. dt. geol. Ges., **122**: 1 – 10, 5 Abb.; Hannover.
- OVERBECK, F. (1950): Die Moore Niedersachsens. – 2. Aufl., Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, **3**, 4. Abt.: 122 S., 56 Abb., 2 Taf.; Bremen-Horn.
- PAPROTH, E. (1962): Die stratigraphische Verbreitung der nicht-marinen Muscheln im Westfal Nordwestdeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 787 – 794, 1 Abb.; Krefeld.
- (1971 a): Die Megafauna aus dem Westfal C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 65 – 66; Krefeld.
 - (1971 b): Megafauna. – In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 109 – 112, 2 Abb.; Krefeld.
- PAPROTH, E., & TEICHMÜLLER, R. (1961): Die paläogeographische Entwicklung der subvariscischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons. – C. R. 4. Congr. intern. Strat. Géol. Carbonif. Heerlen, 1958, **2**: 471 – 491, 16 Abb.; Maastricht.
- PAPROTH, E., & TEICHMÜLLER, R., & REMY, W. (1963): Lexique Stratigraphique international, **5**, Allemagne, **5c1**, Carbonifère: 307 S., 8 Taf.; Paris.
- PFEIFFER, D. (1962): Zur chemisch-petrographischen Beschaffenheit der Heersumer Schichten (Unterer-Oxford) im Geln bei Üffelen. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **30**: 162 – 215, 17 Abb.; Osnabrück.
- PILGER, A. (1949): Die Sandschüttungen im rheinisch-westfälischen Oberkarbon und das nördliche Festland. – Geol. Jb., **64**: 519 – 588, 25 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- PILLENWIZER, W. (1969): Die Bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund. – Z. Geomorph., Suppl.-Bd., **8**: 1 – 10, 6 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): Der Jura. – 842 S., 42 Abb., 3 Taf. u. Atlas mit 100 Taf.; Tübingen (Laupp).
- QUIRING, H. (1924): Über Wesen und Ursprung der postvariscischen Tektonik Nordwestdeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **76**: 62 – 87, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- RAABE, H. (1966): Samenfunde in den Roten Schichten von Ibbenbüren/Westf. – Argumenta Palaeobotanica, **1**: 103 – 118, 3 Abb., 2 Taf.; Lehrte.
- RAABE, H., & REMY, W. (1964): Pflanzenfunde in den Roten Schichten von Ibbenbüren (Vorläufige Mitteilung). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**: 378 – 379; Stuttgart.
- RAECKE, H. (1933): Paläogeographische Untersuchungen über den obersten Jura und den Wealden Nordwestdeutschlands. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 611 – 654, 2 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- REHAGEN, H.-W. (1964): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Niederreingebietes und Westmünsterlandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **12**: 55 – 95, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- REICH, H. (1927): Die magnetischen Anomalien Norddeutschlands und ihre wahrscheinliche geologische Ursache. – Z. dt. geol. Ges., Mbr., **79**: 325 – 339; Berlin.

- REICHERT, R. (1963): Klimadaten für Bauwesen und Technik.-Ber. dt. Wetterdienst, **12**: 55 S., 4 Abb., 15 Tab., Offenbach/M.
- Reichsamt für Wetterdienst [Hrsg.] (1939): Klimakunde des Deutschen Reiches. - **2**: 560 S. [Tab.], 2 Kt.; Berlin (Reimer, Andrews & Steiner).
- REINECK, H.-E., & SINGH, J. B. (1973): Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics. - 439 S., 579 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RENGER, M. (1971): Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. - Pflanzenernährung u. Bodenkde., **130**: 53 - 67, 9 Abb., 6 Tab.; Weinheim.
- RICHTER, K. (1968): Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 262 - 267; Öhringen/Württ.
- RICHTER, W. (1952): Ausbildung der Trias im Osnabrücker Bergland. - In: Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück: 13 - 19, 3 Tab.; Osnabrück (Meinders & Elstermann).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1949): Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. - In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland: 37 - 46, 7 Abb.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- (1953): Die paläogeographischen Voraussetzungen für die Bildung der norddeutschen Salzlager. - Jb. geogr. Ges. Hannover, **1953**: 116 - 182, 4 Abb.; Hannover.
 - (1955 a): Über salinare Sedimentation. - Z. dt. geol. Ges., **105**: 593 - 645, 30 Abb., 6 Taf.; Hannover.
 - (1955 b): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. - Z. dt. geol. Ges., **105**: 843 - 854, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
 - (1959): Zur Paläogeographie des Zechsteins. - In: Giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale, **1**: 87 - 99, 7 Abb., 1 Taf.; Roma (Acad. naz. Lincei).
 - (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. - Geol. Jb., **A 25**: 127 - 132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER, W., & RAMBOW, B. (1961): Hydrogeologische Verhältnisse im mittleren und südlichen Emsland. - Geol. Jb., **78**: 1 - 28, 4 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICKELMANN, H. (1935): Geschichte der Ibbenbürener Steinkohlenbergwerke bis zum 20. Jahrhundert. 400 Jahre Ibbenbürener Bergbau. - 222 S., viele Abb. u. Tab.; Ibbenbüren (Scholten).
- (1953): Mettingen im Wandel der Zeiten. - 683 S.; Lengérich.
- ROEMER, F. (1850): Briefliche Mitteilung an Herrn L. VON BUCH (Über den jurassischen Höhenzug zwischen Minden und Bramsche). - Z. dt. geol. Ges., **2**: 301 - 303; Berlin.
- (1857): Die jurassischen Weserketten. - Z. dt. geol. Ges., **9**: 581 - 728, 2 Taf.; Berlin.
- RÖMHILD, G. (1974): Die Forst- und Industrielandschaft des Dickenberger Bergbaubezirkes bei Ibbenbüren. Wandel und räumliche Differenzierung unter besonderer Berücksichtigung berg- und steinwirtschaftlicher Zustände sowie raumordnerischer Maßnahmen. - Diss. Univ. Münster: 341 S., 43 Abb., 43 Kt. u. Diag.; Münster.
- (1976 a): Konzentration und Standortbildung in der Industrie der Steine und Erden bei Ibbenbüren. - Natur- u. Landschaftskde. in Westf., **12**: 39 - 46, 3 Abb.; Hamm.
 - (1976 b): Der Ibbenbürener Steinkohlenbezirk. Industrie-geographische Lokalisationsvorgänge im Wandel. - Geograph. Rdsch., **28**: 445 - 453, 3 Abb., 1 Tab.; Braunschweig.

- ROESCHMANN, G. (1962): Wurzelböden des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 497 – 524, 2 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- RÖTSCHKE, M. (1970): Klima und Wetter (Stadt und Kreis Osnabrück). – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **33**: 226 – 315, 8 Abb.; Osnabrück.
- ROSENFELD, U. (1967): Zur Stratigraphie des flözführenden Ruhrkarbons und seiner roten Hangendschichten in Nordwest-Deutschland. – Zbl. Geol. Paläont., I, **1967**: 709 – 734; Stuttgart.
- (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- RUMOHR, J. (1965): Stratigraphie und Fazies des Malms im westlichsten Wiehengebirge. – Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 71 S., 23 Abb., 1 Taf., 1 Kt.; Göttingen. – [Unveröff.]
- (1973): Deltaisch-fluviale Sedimentation des tiefen Malm (Wiehengebirgsquarzit) am Gehr (Wiehengebirge, Niedersachsen). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **143**: 345 – 383, 10 Abb.; Stuttgart.
- RUNGE (1892): Das Ruhrsteinkohlenbecken. – Berlin (Moser).
- SANDER, A. (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander-von-Humboldt-Sprudel im Vergleich mit Übertageaufschlüssen des Weserberglandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 89 – 108, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- SCHAMP, H. (1961): Ein Jahrhundert amtliche geologische Karten. Verzeichnis der amtlichen geologischen Karten von Deutschland und Nachweis ihrer Standorte in Bibliotheken und Instituten. – Ber. dt. Landeskd., Sonderh., **4**: 536 S., 1 Kt.; Bad Godesberg.
- SCHMEISSER, C. (1888): Über die Gewinnungs- und Absatzgebiete der wichtigeren nutzbaren mineralischen Bodenschätze Rheinland-Westfalens und Nassaus. – Arch. Eisenbahnw., **11**: 441 – 456 u. 629 – 655; Berlin.
- SCHMIDT, W. (1962): Neue Insekten aus dem rheinisch-westfälischen Oberkarbon. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 819 – 860, 6 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHNEEKLOTH, H. (1973): Die neue Mooinventur Niedersachsens – eine Dokumentation über die Bestandsveränderung unserer Moore. – Telma, **3**: 265 – 269, 2 Tab.; Hannover.
- SCHNEIDER, HANS (1961): Die Grundwasserneubildung (Wege zu ihrer Ermittlung). – Z. Bohrtechnik-Brunnenbau-Rohrleitungsbau, **12**: 285 – 292, 321 – 328 u. 358 – 368, 14 Abb.; Berlin.
- (1964): Geohydrologie Nordwestfalens. – 264 S., 278 Abb.; Berlin (R. Schmidt).
- SCHNEIDER, HARRAS (1953): Über einige Beziehungen der Erzvorkommen im Osnabrücker Raum zum varistischen Magmatismus. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 519 – 521; Hannover.
- SCHÖNFELDER, M. (1971): Bergkristalle aus Üffeln bei Osnabrück. – Der Aufschluß, **22**: 101 – 102; Göttingen.
- SCHOTT, W. (1930): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Braunen und den Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **133**: 51 S., 13 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- (1942): Paläogeographische Übersicht über die Ablagerungen der Korallenoolithzeit in Nordwest-Deutschland. – Arch. Lagerst.-Forsch., **75**: 60 – 69, 1 Abb.; Berlin.
 - (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Malms. – In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland: 129 – 135, 6 Abb.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).

- (1951): Der Obere Weiße Jura und die tiefste Unterkreide im deutsch-holländischen Grenzgebiet. – Geol. Jb., **65**: 213–270, 17 Abb., 2 Taf.; Hannover.
 - (1968): Nordwestdeutsches Wealdenbecken und Ostseebecken (Gedanken zur Paläogeographie des Wealdens). – Geol. Jb., **85**: 919–940, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
 - (1968), unter Mitarb. von JARITZ, W., & KOCKEL, F., & STETS, J.: Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa, insbesondere in Nordwestdeutschland. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 388–390; Hannover.
- SCHOTT, W., & KOCH, E. K., & KOCKEL, F., & SCHREIBER, A., & STACKELBERG, W. VON, & STETS, J., & STOPPEL, D. (1967 a), unter Mitarb. von GENIESER, K., & HINZ, K., & MÜHLFELD, R.: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa. – 305 Kt., 1 Tab.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- SCHOTT, W., & JARITZ, W., & KOCKEL, F., & SAMES, C.-W., & STACKELBERG, U. VON, & STETS, J., & STOPPEL, D. (1967 b): Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa mit Detailstudien aus Nordwestdeutschland. Bemerkungen zu einem Atlas. – Erdöl u. Kohle, **20**: 149–158, 7 Abb.; Hamburg.
- SCHOTT, W., & STAESCHE, K. (1967): Zur Stratigraphie der grobklastischen Fazies im Oxfordium des Wiehengebirges. – Geol. Rdsch., **56**: 766–784, 3 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHREYER, E. D. (1969): Zum Vorkommen von Pyrophyllit, Gümbelit und Quarziten in der Kontaktaureole des Bramscher Massivs. – Geol. Rdsch., **58**: 983–997, 6 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHREYER, D. (1970): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an hydrothermalen Vererzungen im Raum Osnabrück. – Diss. mathem.-naturwiss. Fak. westf. Wilhelms-Univ. in Ref., **45**: 34–35; Münster.
- SCHROEDER, G. (1953): Die Wasserreserven des Oberen Emsgebietes. Ein Beitrag zur wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung. – Ber. Mitt. dt. gewässerkd. Jb., **5**: 70 S., 9 Abb., 63 Taf., 2 Kt.; Bielefeld.
- SCHROEDER, M. (1969): Ergebnisse von Lysimetermessungen aus dem Münsterland. – Dt. gewässerkd. Mitt., Sonderh., Tag. Wiesbaden: 45–51, 9 Abb., 3 Tab.; Koblenz.
- SCHULZE, K.-H. (1975): Mikrofazielle, geochemische und technologische Eigenschaften von Gesteinen der Oberen Heersumer Schichten und des Korallenoolith (Mittleres und Oberes Oxfordium NW-Deutschlands) zwischen Weser und Leine. – Geol. Jb., **D 11**: 3–102, 6 Abb., 6 Tab., 20 Taf.; Hannover.
- SCHUMANN, H. O. (1974): Die Belemniten des norddeutschen Lias gamma. – Geol. Jb., **A 12**: 85 S., 35 Abb., 8 Taf.; Hannover.
- SCHUSTER, A. (1968): Karbonstratigraphie nach Bohrlochmessungen. – Erdoel-Erdgas-Z., **84**: 439–457, 35 Abb.; Wien, Hamburg.
- (1971 a): Die stratigraphische Einstufung des Westfal-Profiles der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren nach Bohrlochmessungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 201–224, 8 Abb.; Krefeld.
 - (1971 b): Die Westfal-Profile der Bohrungen Bockraden 1 bis 5 bei Ibbenbüren und ihre Parallelisierung mit dem Bohrprofil Norddeutschland 8 und dem jüngsten Ruhrkarbon nach Bohrlochmessungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 233–256, 5 Abb.; Krefeld.

- (1971 c): Die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 293 – 352, 6 Abb.; Krefeld.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 250 – 261, 7 Abb.; Öhringen/Württ.
- (1972): Die primäre Ursache der Eiszeiten. – Naturwiss. Rdsch., **25**: 306 – 307; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1949): Zur Paläogeographie des Wealden und der Pompeckj'schen Schwelle. – In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland: 135 – 143, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- SEMMLER, W. (1962): Sulfat- und Eisengehalte im Grubenwasser der Karbonscholle im Westfeld des Schafberges bei Ibbenbüren. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **999**: 17 – 21; Köln, Opladen.
- SERAPHIM, E. TH. (1966): Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 125 – 130, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- (1973): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **2**: 41 – 87, 10 Abb., 2 Tab.; Osnabrück.
- SIEGFRIED, P. (1953): Die Heersumer Schichten im Hildesheimer Jura-Zug. – Geol. Jb., **67**: 273 – 360, 1 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- SIMON, P. (1966): Dogger- und Malmeisenerz des Wiehen- und Wesergebirges. – Fortschr. Mineral., **43**: 110 – 112; Stuttgart.
- SMITS, H. (1962): Der Zusammenhang zwischen Grundwasserstand und Ertrag von Roggen, Hafer und Futterrüben auf humosen diluvialen Sandböden und von Grasland auf humosen diluvialen Sandböden, Moorböden und Moormarschboden in nassen und trockenen Jahren. – Ber. L.-Anst. Bodennutzungsschutz Land Nordrh.-Westf., **3**: 147 – 154, 10 Abb.; Bochum.
- SOBBE, VON (1899): Die Sümpfung des Tiefbaues des Königlichen Steinkohlenbergwerkes bei Ibbenbüren. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwes., **47**: 334 – 374, 21 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- SPEETZEN, E. (1979): Exkursion A1: Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster, Exkursionspunkt 2: Terrassen der Ems bei Münster. – Exkursionsführer 46. Tag. nordwestdt. Geol.: 9 – 11 u. 13 – 17, 4 Abb.; Münster.
- STAHL, W. (1971): Isotopen-Analysen an Carbonaten und Kohlendioxid-Proben aus dem Einflußbereich und der weiteren Umgebung des Bramsche Intrusivs und an hydrothermalen Carbonaten aus dem Siegerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 429 – 438, 1 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- STAHL, A., & EBERT, A. (1952): Das Paläozoikum in Niedersachsen (Teil 1: Silur, Devon, Karbon, Perm und vorpaläozoische Formationen). – Veröff. niedersächs. Amt Landespl. u. Statist., R. A I, Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, **1**: 156 S., 39 Abb., 1 Kt.; Bremen-Horn (Dorn).
- STADLER, G. (1963): Die Petrographie und Diagenese der oberkarbonischen Tonsteine in der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: 283 – 292, 1 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- (1971 a): Die Kaolin-Kohlentonsteine aus dem Westfal C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren und ihre Bedeutung für die Karbonstratigraphie Nordwestdeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 79 – 100, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

- (1971 b): Die Vererzungen im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 439 - 500, 12 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STADLER, G., & TEICHMÜLLER, M. (1971): Die Umwandlung der Kohlen und die Diagenese der Ton- und Sandsteine in der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 125 - 146, 4 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- 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.
- STEUSLOFF, U. (1951): Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und Lippe. - Abh. Landesmuseum Naturkde. Westf., **14** (2), 47 S., 6 Abb., 3 Taf.; Münster.
- STILLE, H. (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. - Beih. geol. Jb., **2**: 138 S., 15 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- STOCKFLETH (1894): Das Eisenerzvorkommen am Hüggel bei Osnabrück. - Verh. naturhist. Ver. preus. Rheinld., Westf. u. Reg.-Bez. Osnabrück, **51**: 157 - 177, 1 Taf.; Bonn.
- STÖHR, W. TH. (1960): Die Bodenschätzung: Möglichkeiten der Auswertung und Verwertung der Ergebnisse für die geologisch-bodenkundliche Landesaufnahme. - Z. dt. geol. Ges., **111**: 776 - 777; Hannover.
- SUCHAN, K. H. (1973): Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000. - 2 Bl.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. HK3612/001). - [Unveröff.]
- SUNKEL, R. (1968): Gutachten über die Auswirkungen des Grundwasserentzuges durch das Wasserwerk Borghorst-Burgsteinfurt GmbH in Emsdetten-Ahlintel auf die landwirtschaftliche Bodennutzung. - Gutachten L.-Anst. Immissions- und Bodennutzungsschutz Land Nordrh.-Westf.: 19 S., 7 Abb., 5 Kt.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. BG3810/001). - [Unveröff.]
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1950): Das Inkohlungsbild des Niedersächsischen Wealden-Beckens. - Z. dt. geol. Ges., **100**: 498 - 517, 11 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- , & - (1951): Inkohlungsfragen im Osnabrücker Raum. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1951**: 69 - 85; Stuttgart.
- , & - (1953): Karbonkohlen-Gerölle in der Unterkreide des Niedersächsischen Beckens. - Z. dt. geol. Ges., **104**: 459 - 467, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R., & BARTENSTEIN, H. (1979): Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 137 - 170, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, R. (1954): Die Lyditgerölle des Osnabrücker Karbon und der vorvariszischen Außenrahmen des Karbontroges. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 174 - 184, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1962): Die Entwicklung der subvariszischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 1237 - 1254, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1964): Zur Stratigraphie und Inkohlung des jüngsten Oberkarbons (Silesium) in Nordwestdeutschland. - C. R. 5. Congr. Stratigr. Géol. Carbonif., Paris 1963, **3**: 1015 - 1030, 8 Abb., 7 Tab.; Paris.

- THAMM, N. (1953): Tektonische Beobachtungen im Raum um Hasbergen westlich des Hügels. – Geotekt. Forsch., **9/10**: 94 – 99, 3 Abb.; Stuttgart.
- 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: 177 S., 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- (1970 a), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
 - (1970 b), mit Beitr. von KOCH, M., & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 120 S., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
 - (1973), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & KOCH, M., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterung zu Blatt 3710 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 174 S., 16 Abb., 12 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
 - (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. – Cent. Soc. Géol. Belg.: L'évolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale: 35 – 51, 8 Abb.; Liège.
 - (1975 a), mit Beitr. von BRAUN, F. J., & KALTERHERBERG, J., & REHAGEN, H.-W., & SUCHAN, K. H., & WILL, K.-H., & WOLBURG, J.: Erläuterungen zu Blatt 3611 Hopsten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 214 S., 21 Abb., 9 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
 - (1975 b): Zur Geologie der Erdfälle des „Heiligen Feldes“ im Tecklenburger Land/Westfalen. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 517 – 530, 8 Abb.; Hamburg.
- THIERMANN, A., & ARNOLD, H. (1964): Die Kreide im Münsterland und in Nordwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 691 – 724, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- THYSSEN, F., & ALLNOCH, H. G., & LÜTKEBOHMERT, G. (1971): Einige Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten im Bereich der Bramscher Anomalie. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 395 – 410, 9 Abb.; Krefeld.
- TIETZE, O. (1904/1905): Blatt Mettingen. – Geol. Kt. 1: 25 000: 1 Kt.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. GK3612/001). – [Unveröff.]
- (1907): Über das Alter des Emstalsandes. – Z. dt. geol. Ges., **59**: 132 – 134; Stuttgart.
 - (1909): Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. **27**: 159 – 187, 1 Taf.; Berlin.
 - (1912): Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29** (2): 301 – 353, 6 Abb., 2 Taf.; Berlin.
 - (1914): Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **33** (2): 108 – 200, 11 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- TRENNER, W. (1872): Die Juraschichten von Bramsche, Wester-Cappeln und Ibbenbüren. – Z. dt. geol. Ges., **24**: 558 – 588; Berlin.
- (1877): Die Urfauna des Weser- und Emsgebietes. Systematische Zusammenstellung aller bislang in den Gebieten zwischen Weser und Ems gefundenen fossilen Thierreste. – Jber. naturwiss. Ver. Osnabrück, **3**: 84 – 172; Osnabrück.
 - (1881): Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Osnabrück. – 81 S., 1 Kt.; Osnabrück (Veith).

- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 111 – 151; Stuttgart.
- (1961): Über radioaktive Leithorizonte im Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl u. Kohle, **14**: 797 – 802, 4 Abb.; Hamburg.
 - (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., **79**: 277 – 292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
 - (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – Beih. geol. Jb., **112**: 51 S., 10 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- UDLUFT, H. (1929): Die petrographischen Grundlagen für die Verwitterbarkeit der im Hoch- und Tiefbau verwandten Sandsteine Nordwestdeutschlands. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **50** (1): 437 – 503, 5 Taf.; Berlin.
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. – Mitt. geol. Inst. techn. Univ. Hannover, **5**: 188 S., 35 Abb.; Hannover.
- VIETE, G. (1965): Fragen des Geschiebedecksandes im norddeutschen Flachlande. – Ber. geol. Ges. DDR, **10**: 717 – 719; Berlin.
- VINKEN, R. (1974), unter Mitarb. von GRAMANN, F., & JORDAN, R.: Der obere Jura (Malm) des Hildesheimer Jurazuges. – Geol. Jb., **A 23**: 3 – 56, 2 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; 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. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146 – 275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- VOIGT, E. & HÄNTZSCHEL, W. (1964): Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 495 – 548, 7 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Krefeld.
- WAGER, R. (1952): Der Wealden bei Osnabrück. – In: Geologischer Excursionsführer für Osnabrück: 31 – 32, 2 Tab.; Osnabrück (Meinders & Elstermann).
- (1953): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Wealdens im Raum Osnabrück. – Z. dt. geol. Ges., **104**: 171 – 172, 1 Tab.; Hannover.
- WAHNSCHAFTE, W. (1909): Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. – 3. Aufl.: 413 S., 39 Abb., 24 Taf.; Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H. (1964): Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland; ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. – Geochimica et Cosmochimica, Acta, **28**: 305 – 364, 18 Abb., 8 Tab.; Lancaster.
- (1965): Untersuchungen an Proben von Kupferschiefer aus Nordwestdeutschland und Diskussion seiner Bildungsbedingungen. – Freiburger Forsch.-H., **C 193**: 107 – 121, 3 Abb., 4 Tab.; Leipzig.
 - (1971): „Kupferschiefer“ as a Prototype of Syngenetic Sedimentary Ore Deposits. – Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue, **3**: 268 – 273, 5 Abb.; Tokyo.

- WEGNER, TH. (1925): Das Münstersche Diluvium. – Schr. Ges. Förder. westf. Wilhelms-Univ. Münster, **7 a**: 61 – 65; Münster.
- (1927): Geologie der Münsterschen Ebene. – Westfalenland, **4**: 1 – 44, 21 Abb.; Paderborn.
- WEITSCHAT, W. (1973): Stratigraphie und Ammoniten des höheren Untertoarcium (oberer Lias) von NW-Deutschland. – Geol. Jb., **A 8**: 3 – 81, 21 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- WESTERMANN, G. (1957): Schichtlücken und Diskordanzen im Dogger. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 271 – 273; Hannover.
- WICK, W., & WOLBURG, J. (1962): Wealden in Nordwestdeutschland. – In: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 191 – 224, Abb. 16, Tab. 11 – 16, Taf. 28 – 32 a; Berlin (Borntraeger).
- WIEDMANN, J. (1967): Die Jura/Kreide-Grenze und Fragen stratigraphischer Nomenklatur. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1967**: 736 – 746, 1 Tab.; Stuttgart.
- (1968): Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. – Eclogae geol. Helv., **61**: 321 – 386, 4 Abb., 4 Tab.; Basel.
- WILHELMY, H. (1958): Umlaufseen und Dammuferseen tropischer Tieflandflüsse. – Z. Geomorph., N. F., **2**: 27 – 54, 18 Abb.; Berlin.
- WILL, H.-J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Beih. geol. Jb., **54**: 240 S., 50 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- WIRTZ, D. (1937): Faziesprobleme der mitteleuropäischen Tertiärmeere, Nr. 4: Submariner Vulkanismus und Halmyrolyse im westbaltischen Untereozän. – Zbl. Mineral., Jg. **1937**: 184 – 200; Stuttgart.
- (1939): Das Alttertiär in Schleswig-Holstein. – N. Jb. Mineral., Beil.-Bd., **81**: 215 – 297; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1949): Ergebnisse der Biostratigraphie nach Ostracoden im nordwestdeutschen Wealden. – In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland: 349 – 360, 7 Abb.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- (1950): Vergleichende stratigraphische Untersuchungen der brackisch-limnischen Ablagerungen Europas an der Wende Jura-Kreide. – Geol. Jb., **64**: 159 – 171, 2 Tab.; Hannover.
 - (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 115, 15 Abb.; Hannover.
 - (1957): Das Profil der Trias im Raum zwischen Ems und Niederrhein. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956**: 305 – 330, 5 Abb.; Stuttgart.
 - (1959): Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. – Senck. leth., **40**: 223 – 315, 27 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/M.
 - (1961): Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in NW-Deutschland. – Geotekt. Forsch. **14**: 7 – 74, 17 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
 - (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**: 535 – 559, 12 Abb.; Stuttgart.
 - (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 Anl.-Taf.; Stuttgart.

- (1973): Der Untergrund des Meßtischblattes Hopsten 3611 (außerhalb des Ibbenbürener Karbonhorstes und ohne das nordöstliche Blattdrittel). – 35 S., 1 Abb., 1 Kt., 3 Schnitte; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. GE3611/001; GK3611/001). – [Unveröff.]
- WOLDSTEDT, W. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 2. Aufl.: 467 S., 97 Abb.; Stuttgart (Koehler).
- WOLDSTEDT, P., & DUPHORN, K. (1975): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 3. Aufl.: 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- WOLFF, W. (1910): Eine merkwürdige Miocänfauna von Ibbenbüren/Westf. – Z. dt. geol. Ges., Mh., **62**: 202 – 204; Berlin.
- WOLLE/NÖH (1934): Erdfall in Steinbeck, Gemeinde Recke, Briefe vom 13. 2. und 25. 4. 1934. – 8 S., 1 Kt.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. GG3612/002). – [Unveröff.]
- WORTMANN, H. (1942): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Niedersachsen. – Arch. Landes- u. Volkskde. Niedersachsen, **12**: 192 – 202, 1 Kt.; Göttingen.
- (1961): Bericht über Bodensenkungen im Flurbereinigungsgebiet Schlickelde. – 5 S., 4 Abb., 1 Anl.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Nr. GG3612/003). – [Unveröff.]
- WURSTER, P. (1964 a): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **33**: 140 S., 57 Abb., 4 Taf., Atlas mit 15 Kt.; Hamburg.
- (1964 b): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54**: 224 – 240, 11 Abb.; Stuttgart.
- ZIEGLER, B. (1964): Boreale Einflüsse im Oberjura Westeuropas? – Geol. Rdsch., **54**: 250 – 261, 8 Abb.; Stuttgart.

Karten

- Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000 (1953). – Hrsg. Amt Bodenforsch., Bearb. MÜCKENHAUSEN, E., & WORTMANN, H.; Hannover.
- Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland 1:100 000. – Hrsg. Amt Bodenforsch.; Hannover, Celle.
- Großblatt 59, Haselünne-Vechta-Rheine-Osnabrück (1946), Bearb. ALDINGER, H., & LÖGTERS, H., & SCHOTT, W.
- Hydrogeologie (1978). – Dt. Planungsatlas, **1** (18): 1 Kt. 1:500 000, mit Erl. u. Leg. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch., Bonn; Remagen/Rh. (B.-Anst. Landeskd.)
- Blatt Münster (1956), Bearb. BODE, H., & DIETZ, C., & KARRENBURG, H., & QUITZOW, H. W., & WANDEL, G.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1:500 000 (1973). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld.
- Lagerstätten I – Steine und Erden – (1973). – Dt. Planungsatlas, **1** (5): 1 Kt. 1:500 000 mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. PIEPER, B.; Hannover (Schroedel).