

Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland



Geologischer Dienst NRW



Umschlagbild:
Porta Westfalica mit Blick auf das Weserbergland;
im Vordergrund links das Wesergebirge, rechts das Wiehengebirge.

Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland

Mit 59 Abbildungen, 18 Tabellen, 6 Farbtafeln

Alle Rechte vorbehalten

© 2003 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld

Bearbeiter:

Dipl.-Ing. agr. Dr. Hans-Joachim Betzer

Dipl.-Ing. Wolfgang Dassel

Dipl.-Geol. Dr. Günter Drozdzewski

Dipl.-Geol. Jochen Farrenschon

Dipl.-Geol. Dr. Arnold Gawlik

Dipl.-Geol. Dr. Heinrich Heuser

Dipl.-Geol. Dr. Dierk Juch

Dipl.-Geol. Dr. Karl-Heinz Ribbert

Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195 · D-47803 Krefeld

Dipl.-Geol. Dr. Horst Klassen, Am Pingelstrang 64, 49134 Wallenhorst
MA Dr. Daniel Bérenger, Kurze Straße 36, 33613 Bielefeld

Redaktion: Dipl.-Geol.'in Barbara Groß-Dohme

Lektorat, Text- und Bildbearbeitung:

Ulla Amend, Susanne Devic, Elsa Janaszek, Gaby Kamp,

Ulrike Lux, Jörg Schardinell, Eva Schümann

Druck: Meinke GmbH · Neuss

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

Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

ISBN 3-86029-932-8

Inhalt

Seite

Weser- und Osnabrücker Bergland – Natur- und Lebensraum	13
Geologische Entwicklung und tektonischer Bau (G. Drozdewski)	16
Globale Gebirgsbildungsphasen	17
<i>Die Kaledonische Ära</i>	17
<i>Die Variszische Ära</i>	18
<i>Die Alpidische Ära</i>	20
Tektonische Strukturen	24
<i>Falten, Achsen, Beulen, Flexuren und Brüche</i>	24
<i>Osning-Überschiebung</i>	25
<i>Eggesystem</i>	28
<i>Westfälisch-Lippische Schwelle</i>	28
<i>Wiehengebirgsflexur und Bramscher Massiv</i>	29
<i>Strukturen im Vorland des Weser-/Wiehengebirges</i>	29
<i>Salztektonik</i>	30
Erdgeschichte	31
Devon (G. Drozdewski & K.-H. Ribbert)	31
Karbon (G. Drozdewski)	34
<i>Unterkarbon</i>	34
<i>Oberkarbon</i>	35
Perm (J. Farrenschon)	40
<i>Rotliegend</i>	40
<i>Zechstein</i>	41
<i>Zechstein 1</i>	42
<i>Zechstein 2</i>	44
<i>Zechstein 3</i>	45
<i>Zechstein 4</i>	46
<i>Zechstein 5 – 7</i>	46
Trias (J. Farrenschon)	47
<i>Buntsandstein</i>	47
<i>Unterer Buntsandstein</i>	47
<i>Mittlerer Buntsandstein</i>	49
<i>Oberer Buntsandstein</i>	50

	Seite
<i>Muschelkalk</i>	52
<i>Unterer Muschelkalk</i>	52
<i>Mittlerer Muschelkalk</i>	53
<i>Oberer Muschelkalk</i>	53
<i>Keuper</i>	54
<i>Unterer Keuper</i>	54
<i>Mittlerer Keuper</i>	55
<i>Oberer Keuper</i>	57
Jura (J. Farrenschon & H. Klassen)	57
<i>Lias</i>	58
<i>Unterer Lias</i>	58
<i>Mittlerer Lias</i>	60
<i>Oberer Lias</i>	60
<i>Dogger</i>	61
<i>Unterer Dogger</i>	61
<i>Mittlerer Dogger</i>	61
<i>Oberer Dogger</i>	62
<i>Malm</i>	62
<i>Unterer Malm</i>	63
<i>Mittlerer Malm</i>	64
<i>Oberer Malm</i>	64
Kreide (K. Skupin)	65
<i>Unterkreide</i>	66
<i>Oberkreide</i>	70
Paläogen und Neogen („Tertiär“) (K. Skupin)	73
<i>Paläogen („Alttertiär“)</i>	74
<i>Neogen („Jungtertiär“)</i>	76
Quartär (K. Skupin)	77
<i>Pleistozän</i>	80
<i>Sedimente in Erdfällen und Subrosionssenken</i>	80
<i>Sedimente des Inlandeises</i>	82
<i>Sedimente der Flüsse</i>	86
<i>Äolische Sedimente</i>	93
<i>Zeugnisse der Kälte</i>	94
<i>Holozän</i>	95
<i>Auenablagerungen</i>	95
<i>Moorbildungen</i>	95
<i>Sinterkalkbildungen</i>	96
<i>Meteoriten</i>	96

	Seite
Ur- und Frühgeschichte (D. Bérenger)	97
Steinzeit	97
<i>Altsteinzeit (Paläolithikum)</i>	97
<i>Mittelsteinzeit (Mesolithikum)</i>	98
<i>Jungsteinzeit (Neolithikum)</i>	99
Bronzezeit	103
<i>Frühbronzezeit</i>	103
<i>Mittelbronzezeit</i>	103
<i>Jungbronzezeit</i>	104
Eisenzeit	105
<i>Ältere vorrömische Eisenzeit (Früh-La-Tène-Zeit)</i>	105
<i>Mittlere vorrömische Eisenzeit (Mittel-La-Tène-Zeit)</i>	106
<i>Späte vorrömische Eisenzeit (Spät-La-Tène-Zeit)</i>	106
Römische Kaiserzeit	107
Völkerwanderungszeit	109
Frühmittelalter	109
Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung (H. Heuser)	112
Grundwasserneubildung und Grundwasserdargebot	112
Nutzung und Gefährdung des Grundwassers	113
<i>Trinkwasser</i>	113
<i>Mineralwässer</i>	115
<i>Heilwässer und Heilquellen</i>	116
<i>Heilbäder und ihre Wässer</i>	117
<i>Sole</i>	138
<i>Kohlensäure (Kohlenstoffdioxid)</i>	139
<i>Erdwärme</i>	139
Boden und Bodennutzung (H.-J. Betzer)	141
Rendzinen – Kalksteinverwitterungsböden auf Rücken und Anhöhen	141
Braunerden	143
<i>Böden aus Lössschleier über Ton-, Sand-, Kalk- und Mergelsteinen des Erdmittelalters</i>	143
<i>Böden aus Terrassen- und Schmelzwassersand der Quartär-Zeit</i>	144
Podsol-Braunerden – gebleichte Heideböden aus Sandsteinen der Kreide- und der Jura-Zeit	144
Parabraunerden aus kaltzeitlichem Löss und Sandlöss	145
Podsole aus Flugsand	146

	Seite
Pseudogleye – Böden auf tonigen Gesteinen der Jura-, Keuper-, Buntsandstein- und Quartär-Zeit	148
Auenböden aus holozänzeitlichen Flussablagerungen	149
Gleye	150
Moore	151
Plaggensesche	152
Lagerstätten (G. Drozdewski & J. Farrenschon & D. Juch & K. Skupin)	153
Steine und Erden	153
<i>Kalkstein</i>	153
<i>Sandstein</i>	155
<i>Basalt</i>	157
<i>Tonstein und Ton</i>	157
<i>Kies und Sand</i>	158
Fossile Brennstoffe	159
<i>Steinkohle</i>	159
<i>Braunkohle</i>	161
<i>Torf</i>	162
<i>Erdgas und Erdöl</i>	163
Kohlensäure	164
Salz und Sole	165
Erze	165
Industrieminerale	166
Erdgeschichtliche Denkmäler (A. Gawlik)	167
Felsen, Klippen und Taleinschnitte	167
Steinbrüche, Böschungen und Gruben	170
Erloschene Vulkane	171
Erdfälle und Höhlen	171
Findlinge	172
Dünen, Moore und Sinterkalke	173
Quellen	174
Schriftenverzeichnis	175
Geologisch-paläontologische Museen, Sammlungen und Lehrpfade im Weser- und Osnabrücker Bergland (W. Dassel)	203
Erklärung einiger Fachwörter	211

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Naturraum des Weser- und Osnabrücker Berglandes	13
Abb. 2	Geologische Übersicht	15
Abb. 3	Gliederung des Mitteleuropäischen Beckens zur Trias-Zeit	16
Abb. 4	Strukturgeologische Übersicht des Weser- und Osnabrücker Berglandes	18
Abb. 5	Geologische Schnitte durch das Weser- und Osnabrücker Bergland	22/23
Abb. 6	Die Osning-Überschiebung an Schafberg, Hüggel und im Raum Oerlinghausen	25
Abb. 7	Die Osning-Überschiebung als landschaftsprägendes Element	26
Abb. 8	Ibbenbürener Karbon-Horst	27
Abb. 9	Verteilung von Land und Meer zur Oberkarbon-Zeit	35
Abb. 10	Karbonzeitlicher Urwald	36
Abb. 11	Verteilung von Land und Meer zur Zechstein-Zeit	42
Abb. 12	<i>Protosaurus speneri</i> VON MEYER	43
Abb. 13	Verbreitung der Zechstein-Steinsalze mit Werra-Anhydrit	45
Abb. 14	Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Unteren Buntsandsteins	48
Abb. 15	<i>Ceratites (Acanthoceratites) spinosus</i> PHILIPPI	54
Abb. 16	Rinnenfazies des Schilfsandsteins	56
Abb. 17	Meeresfauna der Dogger-Zeit	62
Abb. 18	Saurierfährten aus der Malm-Zeit	64
Abb. 19	Verteilung von Land und Meer zur Unterkreide-Zeit	66
Abb. 20	Verteilung von Land und Meer zur Oberkreide-Zeit	67
Abb. 21	Externsteine	69
Abb. 22	Dammer Oberkreide-Mulde	72
Abb. 23	Gesteinsklippe am Doberg	75
Abb. 24	Die Seekuh <i>Anomotherium langewieschei</i> SIEGFRIED	75
Abb. 25	Subrosionssenken und Erdfälle im Weser- und Osnabrücker Bergland	77
Abb. 26	Verschiedene Subrosionserscheinungen	80/81
Abb. 27	Cromerzeitliche Füllung der Subrosionssenke Blomberg-Hohedömsen	82
Abb. 28	Teufelstein im Wiehengebirge	84
Abb. 29	Saalezeitlicher Beckenton	85
Abb. 30	Kameablagerung	86
Abb. 31	Quartärzeitliche Weser zwischen Hehlen und Höxter mit Weserterrassen	87

	Seite
Abb. 32	Altpleistozäne Weserschotter 89
Abb. 33	Mittelterrassenablagerungen der Weser 89
Abb. 34	Laacher-See-Bimstuff auf Niederterrassen- ablagerungen der Weser 92
Abb. 35	Löss und Lössfließerde in der Subrosionssenke Blomberg-Hohedömsen 93
Abb. 36	Flugsand über saalezeitlicher Grundmoräne 94
Abb. 37	Weserhochwasser an der Porta Westfalica 95
Abb. 38	Sinterkalkstein mit <i>Discus rotundatus</i> 96
Abb. 39	Hydrogeologische Einstufung der geologischen Einheiten des Weser- und Osnabrücker Berglandes 114
Abb. 40	Hydrogeologische Situation von Bad Driburg 119
Abb. 41	Hydrogeologische Situation von Bad Driburg- Bad Hermannsborn 121
Abb. 42	Geologischer Schnitt durch den Meinberger Dom 124
Abb. 43	Brunnentempel im Kurpark von Bad Meinberg 125
Abb. 44	Dunsthöhle in Bad Pyrmont 128
Abb. 45	Unterirdische Fließsysteme zwischen Bad Salzuflen und dem Wiehengebirge 129
Abb. 46	Erdfall von Bad Senkelteich 130
Abb. 47	Gradierwerk in Bad Salzuflen 139
Abb. 48	Geothermisches Potenzial im Weser- und Osnabrücker Bergland 140
Abb. 49	Bodenkundliche Übersicht 142
Abb. 50	Oberflächennahe Rohstoffe im Weser- und Osnabrücker Bergland 153
Abb. 51	Eisenerzgrube Wohlverwahrt-Nammen 154/155
Abb. 52	Korallenoolith (Malm) 154
Abb. 53	Steinbruch im Oberer Muschelkalk 155
Abb. 54	Karbon-Sandstein 156
Abb. 55	Gesamtprofil des Westfals D im Raum Ibbenbüren 160/161
Abb. 56	Geologische Strukturen am Piesberg 162
Abb. 57	Abbau in der Tongrube Zeche Nachtigall 163
Abb. 58	Ratssiegel zu Salzuflen von 1477 203
Abb. 59	Kalkofen in Recke 203

Verzeichnis der Bildtafeln

Bildtafel 1	Gesteine der Trias-Zeit	50/51
Bildtafel 2	Fossilien der Jura-Zeit	58/59
Bildtafel 3	Fossilien des Obercampans (Oberkreide-Zeit)	70/71
Bildtafel 4	Ur- und Frühgeschichte	100/101
Bildtafel 5	Böden	146/147
Bildtafel 6	Erdgeschichtliche Denkmäler	168/169

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Erdgeschichtlicher Überblick	32/33
Tab. 2	Gliederung des Paläogens und Neogens	74
Tab. 3	Gliederung des Quartärs	78/79
Tab. 4	Zeittafel zur Ur- und Frühgeschichte	97
Tab. 5	Wasserbilanz im Weser- und Osnabrücker Bergland	113
Tab. 6	Im Weser- und Osnabrücker Bergland abgefüllte Mineral- und Heilwässer	116/117
Tab. 7	Heilquellen von Warburg-Germete und Willebadessen	118/119
Tab. 8	Heilquellen von Bad Driburg	120/121
Tab. 9	Heilquellen von Bad Driburg-Bad Hermannsborn	122/123
Tab. 10	Heilquellen von Brakel, Höxter und Nieheim	122/123
Tab. 11	Heilquellen von Horn-Bad Meinberg	126/127
Tab. 12	Heilquellen von Bad Pyrmont	126/127
Tab. 13	Heilquellen von Bad Salzuflen	128/129
Tab. 14	Heilquellen von Vlotho-Bad Seebruch und Vlotho-Bad Senkelteich	130/131
Tab. 15	Heilquellen von Bad Oeynhausen	132/133
Tab. 16	Heilquellen des südlichen und nördlichen Wiehen- gebirgsvorlandes und des Tecklenburger Landes	134/135
Tab. 17	Heilbäder des Weser- und Osnabrücker Berglandes mit Indikationen und Anwendungen natürlicher Heilmittel des Bodens	136
Tab. 18	Nicht mehr genutzte Heilquellen im Weser- und Osnabrücker Bergland	137

Weser- und Osnabrücker Bergland – Natur- und Lebensraum

Als Weser- und Osnabrücker Bergland wird in dieser geologischen Übersicht bis auf wenige Ausnahmen die Mittelgebirgsregion zwischen den Flüssen Weser und Ems bezeichnet. Politisch gehört das Gebiet größtenteils zu Nordrhein-Westfalen. Es nimmt den östlichen und nördlichen Teil Westfalens einschließlich des ehemaligen Fürstentums Lippe ein. Nur das so genannte Osnabrücker Bergland liegt in Niedersachsen.

Naturräumlich umfasst das Betrachtungsgebiet das überwiegend westlich der Weser gelegene Obere und Untere Weserbergland. Zum Unteren Weserbergland zählt man hier das Osnabrücker Bergland, eine geografisch nicht festgelegte Mittelgebirgs-

region in Tecklenburger, Osnabrücker und Mindener Land. Nördlich daran schließt sich ohne markante Grenze die Norddeutsche Tiefebene an. Gegen die Westfälische Bucht bilden Teutoburger Wald und Eggegebirge die natürlichen Grenzen. Im Süden stößt das Weserbergland an das Hessische Bergland und den östlichen Rahmen bildet fast durchgehend die Weser.

Oberes und Unteres Weserbergland lassen sich in eine Anzahl kleinerer Landschaftsbezirke unterteilen (s. Abb. 1). Dies sind im Bereich des Oberen Weserberglandes das Oberwälder Land, das Lipper und Pyrmonter Bergland, die Wesertalung sowie die Hausberger Schweiz und das Weserge-

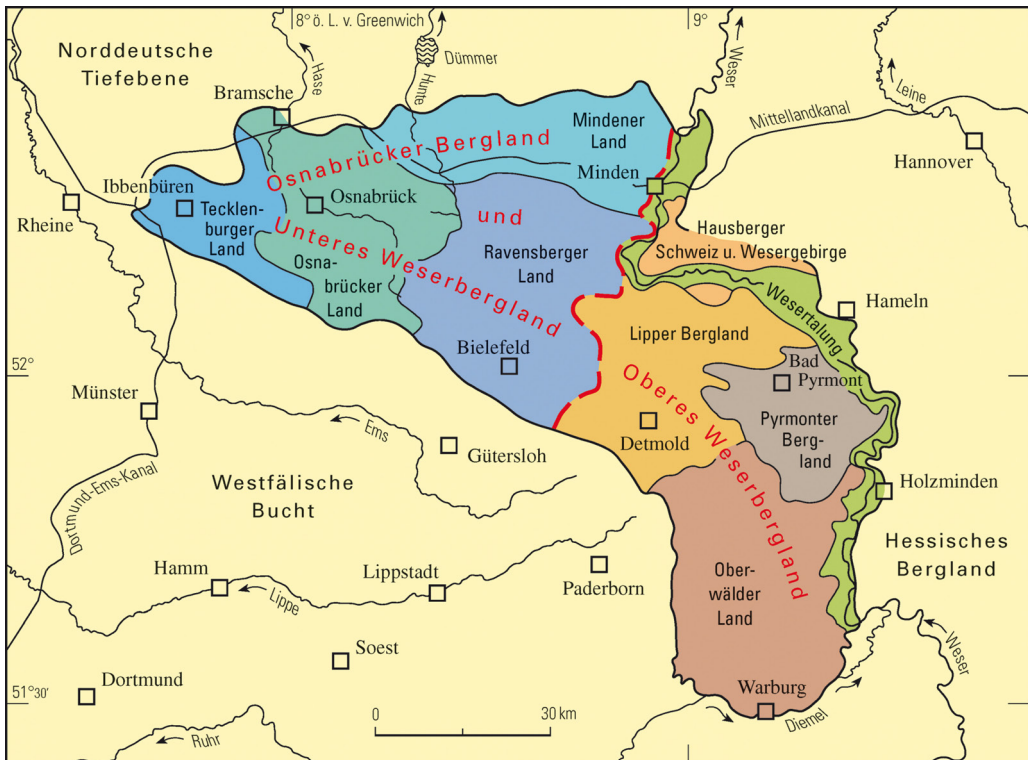


Abb. 1 Naturraum des Weser- und Osnabrücker Berglandes (nach MÜLLER-WILLE 1966)

birge; im Unteren Weserbergland mit dem Osnabrücker Bergland sind dies das Mindener, Ravensberger, Osnabrücker und Tecklenburger Land.

Geologisch bildet das Weser- und Osnabrücker Bergland das mesozoische Berg- und Hügelland westlich und östlich der oberen Weser, das hauptsächlich von den Gesteinen der Trias- und der Jura-Zeit aufgebaut wird. Von Süden nach Norden werden dabei zunehmend jüngere Gesteinsschichten angetroffen. Trotz der starken Zerblockung des Gebirges sind beispielsweise mit der Brakeler Muschelkalk-Schwelle, dem Lippischen Keuper-Gebiet und der Herforder Lias-Mulde auch größere geologisch-tektonische Einheiten zu erkennen. Eine Besonderheit im Bereich des Osnabrücker Berglandes ist die Ibbenbürener Karbonscholle, innerhalb derer Kohle führende Schichten des Oberkarbons etwa 2 000 m herausgehoben wurden und nun neben rund 100 Millionen Jahre jüngeren mesozoischen Gesteinen liegen.

Schichten der Kreide-Zeit sind nur am Rand des Weser- und Osnabrücker Berglandes erhalten, wo sie im Bereich des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges in das nordöstliche Münsterländer Kreide-Becken und in die Paderborner Hochfläche überleiten, während die Kreide-Vorkommen des Wiehengebirgsvorlandes und des Stemweder Berges dem Weserbergland nördlich vorge lagert sind und in die Norddeutsche Tiefebene hineinragen (Abb. 2).

Als Folge der tektonischen Beanspruchung und Heraushebung im Zuge von Gebirgsbildungsprozessen sind die Gesteinsschichten in zahlreiche Schollen zerbrochen, die einen regen Wechsel zwischen den verschieden alten harten und weichen Gesteinen bedingen. Daraus ergibt sich ein abwechslungsreiches Relief mit langen, schmalen Bergrücken – den so genannten Eggen – und dazwischen liegenden flacheren und rundlicheren Geländeformen. Den Hauptkamm des Teutoburger Waldes bilden widerstandsfähige Sandsteine und Kalksteine der Kreide-Zeit, im Weser-/Wiehengebirge treten vor allem harte Gesteine aus

der Zeit des Malm (Oberer Jura) gebirgsbildend in Erscheinung. Entlang dieser Rücken findet man auch die höchsten Erhebungen der Region. Sie betragen im Eggegebirge an der Velmerstot südlich von Horn +468 m NN, im Teutoburger Wald am Hengeberg bei Halle +316 m NN und im Wiehengebirge am Heidbrink bei Lübbecke +320 m NN. Die höchste Erhebung in der Region ist mit +496 m NN der Köterberg an der lippischen Ostgrenze, der von Gesteinen der Oberen Keuper-Zeit aufgebaut wird.

Dort, wo weichere Gesteine der Keuper- und der Lias-Zeit bis an die Geländeoberfläche herankommen, haben sich bereichsweise, zum Beispiel im Steinheimer Becken und in der Warburger Börde, breite Senken gebildet. In diesen sammelten sich während der Kaltzeiten des jüngsten Abschnitts der Erdgeschichte, dem Quartär, staubkörnige Windablagerungen, der so genannte Löss, der auch am Fuße des Wiehengebirges weit verbreitet ist. Die lössbedeckten Flächen, so zum Beispiel das Lübbecker Lössland, werden wegen ihrer fruchtbaren Böden intensiv landwirtschaftlich genutzt. Nördlich davon treten in der Rahden-Diepenauer Geest über Tonsteinen der Unterkreide-Zeit vorwiegend quartärzeitliche Schmelzwasser- und Moränenablagerungen auf, die wiederum von Terrassen- und Auenablagerungen der Flüsse und Bäche unterbrochen werden. Große und zum Teil mächtige kaltzeitliche Ablagerungen gibt es aber auch zwischen den Gebirgszügen, wie etwa im westlichen Lipper Raum oder südlich des Wesergebirges. Häufig sind die Niederungen vermoort, zum Beispiel im Großen oder im Oppenweher Moor. Am Ostrand des Weserberglandes verläuft die Weser in den von ihr geschaffenen Terrassenablagerungen.

Hydrogeologisch ist das Weser- und Osnabrücker Bergland vor allem durch seine zahlreichen Mineral- und Heilwasserquellen als „Heilgarten Nordrhein-Westfalen“ bekannt. Ihr Auftreten ist an die starke Zerblockung der Gesteine, das Vorhandensein von Salzen im tieferen Untergrund und die Auswirkungen eines miozänzeitlichen Vulkanismus gebunden, dessen Zentrum in

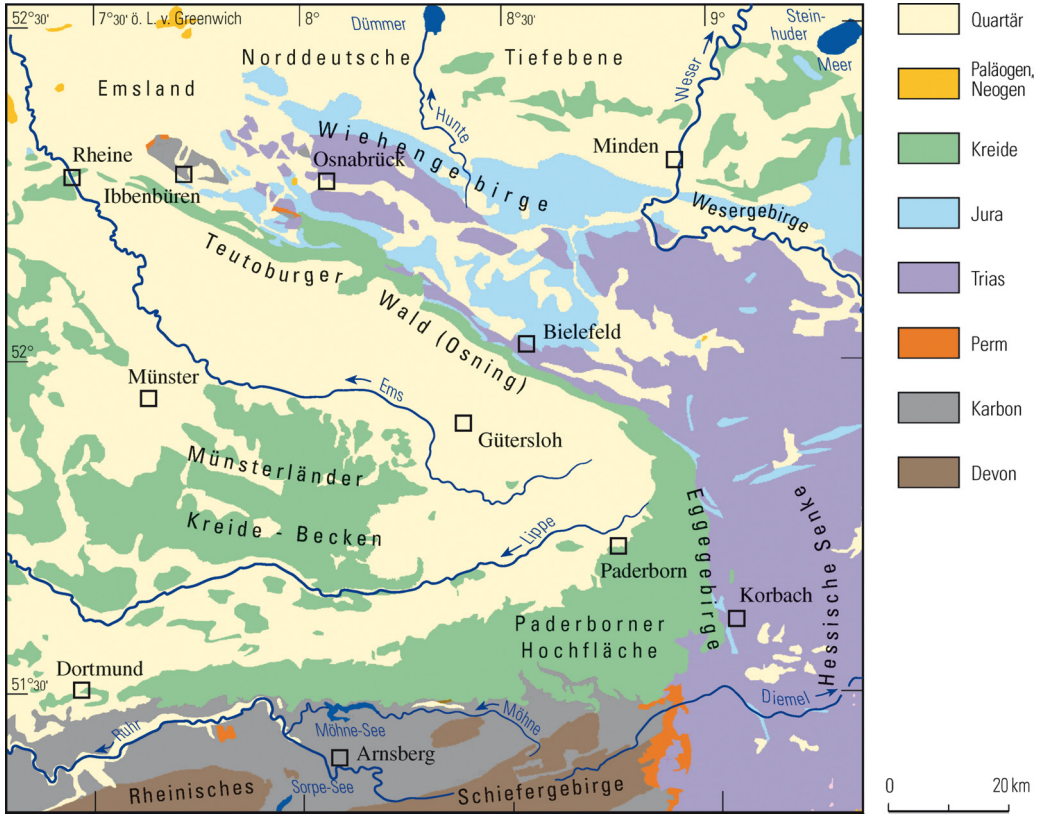


Abb. 2 Geologische Übersicht

der Hessischen Senke lag, der sich aber bis in diese Region auswirkte.

„Geologie des Weser- und Osnabrücker Berglandes“ ist nach „Geologie am Niederrhein“ und „Geologie im Münsterland“ der dritte Band geologischer Regionalbeschreibungen, die vom Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen herausgegeben werden. Sie wenden sich sowohl an den natur- und heimatkundlich interessierten Leser als auch an den Geowissenschaftler, der einen raschen Überblick über einen Landschaftsraum gewinnen will.

Ein ausführliches Schriften- und Kartenverzeichnis erschließt die zugängliche Literatur über den Betrachtungsraum. Hierbei sind auch überregionale Arbeiten berücksichtigt, die von besonderer Bedeutung für die Region sind und wiederum weiterführende Literaturhinweise enthalten. Dazu gehören auch die Erläuterungshefte zu den

Kartenblättern der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 und 1 : 100 000. Vor allem das Kartenwerk im Maßstab 1 : 100 000, das mit sechs Blättern das Weser- und Osnabrücker Bergland sowie seine Umgebung abdeckt, bietet einen guten Einstieg in die regionale Geologie. In den Erläuterungsheften zu den einzelnen Blättern sind unter anderem zahlreiche erdgeschichtliche Besonderheiten und lohnende Exkursionsziele beschrieben.

Geologische Museen und Sammlungen, geologische Lehrpfade und Freilichtmuseen sind am Ende dieses Bandes aufgelistet. Darunter finden sich auch einige aus den angrenzenden Bundesländern Niedersachsen und Hessen.

Fachausdrücke lassen sich nie ganz vermeiden. Für den damit nicht so vertrauten Leser werden wichtige Begriffe in einem Glossar erläutert.

Geologische Entwicklung und tektonischer Bau

(G. Drozdowski)

Das Weser- und Osnabrücker Bergland war im Laufe seiner Entwicklungsgeschichte lange Zeit Teil des so genannten Niedersächsischen Beckens, einer 250 km langen und 60 km breiten Grabenstruktur am Südrand des Norddeutschen Beckens. Dieses lag seinerseits im Südteil des Mitteleuropäischen Beckens (Abb. 3). Das Niedersächsische Becken existierte als Senkungsgebiet bis in die Oberkreide hinein,

als es im Zuge der Alpenaufaltung zur Hochscholle des Niedersächsischen Tektogens wurde. Im Norden von Nordrhein-Westfalen nimmt es das Gebiet zwischen Ems und Weser ein, liegt zum Großteil aber auf niedersächsischem Gebiet. Im Südosten gehören Teile des Betrachtungsraumes zur Hessischen Senke, einer südlich an das Norddeutsche Becken anschließenden tektonischen Großstruktur.



- 1 Eifel-Senke 2 Niederrhein-Ems-Senke 3 Hunte-Schwelle 4 Hessische Senke 5 Eichsfeld-Altmark-Schwelle 6 Thüringische Senke

Abb. 3 Gliederung des Mitteleuropäischen Beckens zur Trias-Zeit (nach RÖHLING [in Vorber.]; ZIEGLER 1990; IGCP 1986; DAY et al. 1981)

Mit Teutoburger Wald (auch Osning genannt), Wiehen-, Weser- und Eggegebirge ist diese Region eine Mittelgebirgslandschaft mit bewegter geologischer Vergangenheit. Ihr Untergrund wird vor allem von Gesteinen der Karbon- bis Kreide-Zeit aufgebaut. Art, Fossilführung und die hohe Mächtigkeit dieser Schichten belegen, dass sie in einem Becken – eben dem Niedersächsischen Becken – entstanden sind. Der Begriff wird für diese Struktur zumeist erst ab der Jura-Zeit verwendet; wegen der mehr oder minder kontinuierlichen Entwicklung des Gebietes wird hier der Name auch schon für frühere Zeiträume benutzt.

Das Niedersächsische Becken wird von bedeutenden, tief in die Erdkruste hinabreichenden und über lange Zeiträume hinweg aktiven tektonischen Störungen – so genannten Lineamenten – begrenzt (s. auch Abb. 4). Im Süden ist es das Osning-Lineament, das durch den Teutoburger Wald markiert wird. Die Nordgrenze bildet das Weser-Ems-Lineament, eine komplexe, gestaffelte Störungzone zwischen Meppen und Nienburg. Sie liegt in der Norddeutschen Tiefebene, bedeckt von jungen Sedimenten der Paläogen- bis Quartär-Zeit. Zwei weitere bedeutende Nordwest – Südost verlaufende Störungslinien, die das Niedersächsische Becken gliedern, sind im Osten das Steinhuder-Meer-Lineament und im Westen das Ems-Lineament.

An das Niedersächsische Becken grenzt im Süden das Münsterländer Kreide-Becken, in dessen Untergrund Teile des alten Festlandsblocks der Rheinischen Masse verborgen sind. Im Norden grenzt das Becken an die Pompeckjsche Schwelle. Im Südosten des Weserberglandes bildet das Eggegebirge die Grenze zwischen Münsterländer Kreide-Becken und Hessischer Senke.

Zur Tiefe hin gliedert sich der Betrachtungsraum in zwei verschieden alte, unterschiedlich strukturierte Stockwerke. Auf einem Sockel aus Gesteinen der Präkambrium-bis Karbon-Zeit liegt das Deckgebirge mit Schichten der Perm- bis Quartär-Zeit. Als Grenzschicht dazwischen spielt besonders

im Norden das Zechstein-Salz eine wichtige Rolle. Während der tektonischen Beanspruchungen führte es als „Schmiermittel“ zur mechanischen Abkopplung des Deckgebirges vom Sockel.

Die Mächtigkeit des Sockels dürfte über 10 000 m betragen, wovon auf devonische Gesteine vermutlich ca. 1 000 – 1 500 m und auf karbonische ca. 5 000 – 6 500 m entfallen. Die Mächtigkeit des Deckgebirges beträgt heute maximal 6 000 m, sie war aber vor der Heraushebung des Raumes im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung erheblich größer.

Globale Gebirgsbildungsphasen

Die Erdkruste im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes war im Laufe der Erdgeschichte zahlreichen unterschiedlichsten Beanspruchungen ausgesetzt. Insgesamt drei globale Gebirgsbildungen hinterließen hier ihre Spuren: vor ca. 430 Millionen Jahren die kaledonische, vor ca. 300 Millionen Jahren die variszische und vor ca. 100 Millionen Jahren die alpidische Gebirgsbildung.

Die Kaledonische Ära

>> Als Nordamerika auf Skandinavien traf <<

Vor 430 Millionen Jahren, im Silur, entstand durch die Kollision der Nordamerika-Grönland-Platte mit der Skandinavisch-Russischen Platte eine neue Platte – Laurasia – mit dem Kaledonischen Gebirge. Laurasia umfasste Nordamerika, Grönland, Europa und Teile Asiens. Ob allerdings auch das Weser- und Osnabrücker Bergland im Zuge dieser Gebirgsbildung gefaltet wurde, ist eher fraglich, denn das Norddeutsche Becken und damit auch der Betrachtungsraum wird dem selbstständigen Kontinent Avalonia zugeordnet, der sich von Südengland bis Polen erstreckte. Avalonia besteht, wie geophysikalische Untersuchungen ergaben,



Abb. 4 Strukturgeologische Übersicht des Weser- und Osnabrücker Berglandes, vereinfachte Darstellung. Die Schichten der Paläogen-, Neogen- und Quartär-Zeit sind nicht dargestellt.

aus einer präkambrischen, schweren Kruste, die sich später gegenüber den jüngeren Beanspruchungen als starrer Block verhielt. Sie wurde infolgedessen nicht mehr gefaltet, sondern nur noch zerbrochen und zeigt aufgrund wiederholter Bruchtektonik ein ausgeprägtes Schollenmosaik. Die Südgrenze von Avalonia bildet vermutlich das Osnabrücker Lineament, das für die geologische Entwicklung der Region von herausragender Bedeutung war. Es stellt eine Art Scharnier dar, an dem im Laufe der Erdgeschichte immer wieder teils vertikale, teils horizontale Bewegungen abließen. Die angrenzenden Schollen waren zeitlich aufeinander folgend sowohl Hoch- und Abtragungs- als auch Tief- und Sedimentationsgebiete.

Die Variszische Ära

>> Die große Kollision der Platten <<

In der Variszischen Ära, die vor ca. 390 Millionen Jahren begann, entstand durch

den globalen Zusammenprall aller Kontinentalplatten der Superkontinent Pangaea. In ihm war praktisch die gesamte kontinentale Erdkruste zu einer einzigen Platte vereint. Im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes stieß Avalonia am Südrand von Laurasia mit dem von Süden herandriffenden Gondwana-Kontinent zusammen. Es entstand das 1 000 km breite Variszische Gebirge, das von Nordamerika über Mittel- und Südeuropa bis zum Schwarzen Meer reichte. Vor 260 Millionen Jahren begann dann der Zerfall Pangaeas, der global gesehen bis heute anhält. In Europa führte allerdings während des Mesozoikums der Zusammenprall der Eurasischen mit der Afrikanischen Platte zur Alpenaufaltung.

Die Variszische Ära lässt sich zeitlich in die folgenden drei Abschnitte gliedern: Im ersten Abschnitt herrschte im Weser- und Osnabrücker Bergland bis vor 360 Millionen Jahren Krustendehnung. In dieser Phase senkte sich der Meeresboden in Abhängigkeit vom Sedimenteintrag in unterschied-

lichem Maße ein. Es entstanden tiefe, sedimentgefüllte Tröge und sedimentärmere Schwellen, die Kruste zerbrach an vielen Stellen. Vermutlich war das Niedersächsische Becken während der Mittel- bis Oberdevon-Zeit ein Graben, in dem sich bis zu 1 000 m mächtige Massenkalk- und Dolomite bilden konnten – wie sie im heutigen Nordseebereich nachgewiesen wurden.

>> Die Alpen der Karbon-Zeit steigen auf <<

Im zweiten Abschnitt der variszischen Orogenese, vor 355 bis 300 Millionen Jahren, kam es ab dem frühen Karbon im Zuge der Kollision von Gondwana mit Laurasia und Avalonia zur Verengung des Mitteleuropäischen Beckens. Eine Faltenfront rückte von Süden nach Norden vor. Nördlich davon bildeten sich in dem schmaler werdenden Meeresbecken aus dem Schutt des im Süden aufsteigenden Gebirges die marinen Flyschablagerungen der Kulm-Fazies. Weiter im Vorland entstanden gleichzeitig die marinen Plattform-Kalke der Kohlenkalk-Fazies, die heute in einem breiten Gürtel vom Brabanter Massiv in Belgien bis nach Norddeutschland und nach Polen reichen. Das Weser- und Osnabrücker Bergland lag zu dieser Zeit vermutlich im Übergangsbereich zwischen der Kulm- und der Kohlenkalk-Fazies.

Das kontinuierliche Vorrücken der variszischen Faltenfront während der Karbon-Zeit führte zu einer allmählichen Auffüllung und Verflachung der nördlichen Vorlandsenke. Vor 325 Millionen Jahren bildeten sich dort die ersten Torfmoore, die bis vor 300 Millionen Jahren das Vorland weitflächig bedeckten. Unterbrochen wurden die Torfmoorbildungen – anfangs regelmäßig, später immer seltener – durch marine Überflutungen, die vermutlich auf das wiederholte Abschmelzen der Polkappen zurückgingen. Aus der Biomasse der Torfmoore entstanden die Steinkohlenflöze bedeutender Steinkohlenlagerstätten, zum Beispiel des Ruhrgebiets. Aber auch die Erdgaslagerstätten in Nordwestdeutschland verdanken ihre Entstehung den Kohlenflözen des Oberkarbons.

>> Die neue These: Die variszische Faltung umfloss das Niedersächsische Becken <<

Im späten Oberkarbon hatte die variszische Faltenfront das nördliche Münsterland erreicht. Die dort Südwest – Nordost verlaufenden Faltenstrukturen setzen sich aber nicht in das Niedersächsische Becken hinein fort, sondern enden am Teutoburger Wald mehr oder weniger abrupt. Die schwere Kruste Avalonias im Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes wirkte offenbar als starres Widerlager gegen die einengenden Kräfte der vorrückenden Faltenfront. Statt Falten und Überschiebungen entstanden hier zahlreiche neue Westnordwest – Ost-südost verlaufende Störungen oder bereits bestehende wurden reaktiviert, wie beispielsweise das Osning- oder das Weser-Ems-Lineament. Die im variszischen Vorland wirkende Einengung führte hier zur Bildung von sich horizontal aneinander vorbeischiebenden Schollen. Als Ergebnis dieser so genannten Blattverschiebungstektonik entstanden Westnordwest – Ost-südost verlaufende Horste und Gräben mit randlichen Verbiegungen der Schichten. Diese Strukturen lebten später unter wechselnden Beanspruchungen wiederholt auf.

Die heute tief unter jüngerem Deckgebirge verborgenen variszischen Strukturen des Niedersächsischen Beckens treten im Osnabrücker Bergland in drei kleinen Vorkommen zutage. Schafberg, Hüggel und Piesberg sind flachwellige Westnordwest – Ost-südost verlaufende Schollen aus oberkarbonischen Schichten, die an parallel streichende Verwerfungen gebunden sind. Durch Bohrungen der Erdölindustrie sind weitere derartige Schollen bekannt, wie der Oberkarbon-Horst Husum-Schneeren am Steinhuder-Meer-Lineament, der benachbarte Rehburg-Sattel sowie der Ellerburg-Sattel nördlich des Wiehengebirges. Auch entlang dem Weser-Ems-Lineament liegen markante Karbon-Horste, wie die Strukturen Quakenbrück-Ortland und Rehden (s. Abb. 5). Alle diese Oberkarbon-Vorkommen weisen keine variszische Faltung auf, was auf eine starre Kruste in diesem Raum hindeutet.

Das Niedersächsische Becken wurde also von der variszischen Faltenfront gleichsam umflossen. Denn erst südöstlich von Detmold, etwa im Bereich der Falkenhagener Grabenzone, setzen im variszischen Sockel wieder Südwest – Nordost gerichtete Faltenzüge ein, die über das nördliche Harzvorland bis nach Mecklenburg reichen. Nördlich des Osning-Lineamentes findet man dagegen nur flachwellige, Westnordwest – Ostsüdost verlaufende Bruchfalten. Aufgrund seines völlig abweichenden tektonischen Baustils kann man davon ausgehen, dass das Niedersächsische Becken spätestens ab der Oberkarbon-Zeit ein eigenständiges regionales Element im variszischen Vorland war.

>> Die Alpen der Karbon-Zeit zerfallen >>

Vor 300 bis 260 Millionen Jahren, im dritten und letzten Abschnitt der variszischen Gebirgsbildung, zerbrach die mitteleuropäische Kruste in zahlreiche lang gestreckte Schollen. Eine dieser Schollen war das Niedersächsische Becken im Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes.

Nach Beendigung der oberkarbonischen Sedimentation im Stefan wurde in der Rotliegend-Zeit das Variszische Gebirge herausgehoben und erodiert. Auf der südlich an das Weser- und Osnabrücker Bergland grenzenden Rheinischen Masse wurden bis zu 2 500 m Oberkarbon-Schichten abgetragen, nördlich des Teutoburger Waldes waren es dagegen nur etwa 500 – 1 000 m. Dies ist auf die Grabensituation des Niedersächsischen Beckens zurückzuführen, die einen weitgehenden Schutz vor Abtragung bot. Den Abtragungsschutt des Variszischen Gebirges transportierten episodisch fließende Flüsse weit nach Norden.

Am Ende der Oberkarbon- und während der Unterrotliegend-Zeit stiegen im Norddeutschen Becken im Zusammenhang mit Bewegungen an tief reichenden Störungen saure und basaltische Magmen auf. Sie sind heute als Plutone und als vulkanische

Decken vor allem in Nordostdeutschland erhalten, wo sie bis zu 3 000 m mächtig sein können. Das Niedersächsische Becken lag den Zentren der vulkanischen Tätigkeit relativ fern. Hier sind nur Rotliegend-Vulkanite bekannt, deren Mächtigkeiten im 100-m-Bereich liegen. Allerdings stieg während dieser Zeit die erwärmte Erdkruste auf und Unterrotliegend-Vulkanite und -Sedimente wurden teilweise schnell wieder abgetragen. Sie könnten also ursprünglich in größerer Mächtigkeit abgelagert worden sein.

In der Oberrotliegend-Zeit kühlte sich die Erdkruste in Norddeutschland ab und sank dadurch ein – neue Ablagerungsräume entstanden.

Unter trockenheißen Klimabedingungen entstanden in der anschließenden Zechstein-Zeit im Norddeutschen Becken – und damit auch im Weser- und Osnabrücker Bergland – mächtige Salzlager. Die dichten Zechstein-Salze führten zu einer Versiegelung des Untergrundes. Hierdurch wurden die bei der Inkohlung – der Umwandlung der Biomasse der oberkarbonischen Torfmoore zu Steinkohlen – freiwerdenden Kohlenwasserstoffe am Aufstieg bis an die Erdoberfläche gehindert und stattdessen unterhalb der mächtigen Zechstein-Salze gespeichert. Sie bilden heute die zahlreichen Erdgas- und Erdöllagerstätten am Nordrand des Niedersächsischen Beckens.

Die Alpidische Ära

>> Das Weser- und Osnabrücker Bergland wird zum Alpenvorland <<

Vor 250 Millionen Jahren begann mit der Trias-Zeit die Alpidische Ära. Der Zerfall des Superkontinents Pangaea in einzelne Platten, der in der Perm-Zeit anging, setzte sich fort. Anhaltende Dehnung sowie geothermische Abkühlung der Erdkruste ließen das Norddeutsche Becken mit seinen beiden Nebenbecken, der Niederrhein-Ems- und der Hessischen Senke, entlang von großen Störungssystemen weiter einsinken.

Während der Trias-Zeit war das Niedersächsische Becken im Großen und Ganzen ein bedeutender Sedimentationsraum, der vor allem mit dem Abtragungsschutt der Rheinischen Masse aufgefüllt wurde.

In der Keuper-Zeit fanden bedeutende, so genannte altkimmerische Bewegungen statt. Die Absenkung des Niedersächsischen Beckens setzte sich in dieser Gebirgsbildungsphase fort.

Vor 160 bis 170 Millionen Jahren, in der Jura-Zeit, öffneten sich der Atlantik und die Tethys, das im Süden gelegene Ur-Mittelmeer. Das Niedersächsische Becken wurde durch horizontale Bewegungen seiner randlichen Begrenzungen – Osning- und Weser-Ems-Lineament – während der Zeit des Malm und der Unterkreide grabenförmig stark abgesenkt. Hierdurch nahm es, vor allem im Bereich der späteren Westfälisch-Lippischen Schwelle, mehrere Tausend Meter mächtige Sedimente auf. Diese sind teils marin, teils terrestrisch und führen einzelne relativ dünne Kohlenflöze, die in der Vergangenheit bedeutsamen Wealden-Kohlen der Unterkreide-Zeit.

Der starke Sedimenteintrag von den randlichen Hochgebieten, insbesondere von der Rheinischen Masse, konnte dabei immer mit der intensiven Absenkung Schritt halten, sodass nur selten ein tieferes Meeresbecken entstand. Auch konnten sich wegen der randlichen Lage des Niedersächsischen Beckens zum Ozean während trockenheißen Zeitabschnitte, insbesondere in der Trias- und Jura-Zeit, wiederholt mächtige Salzlager bilden.

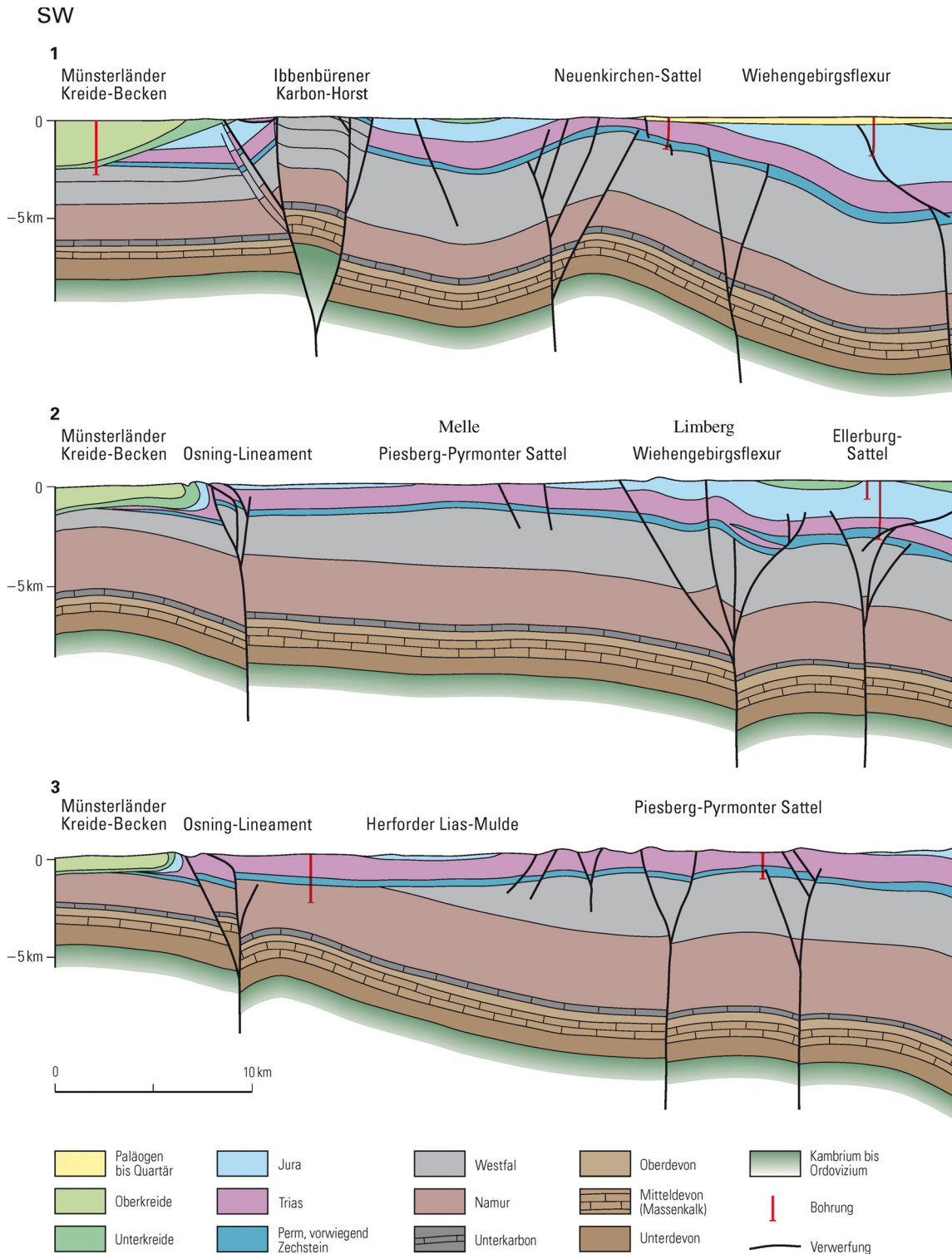
>> Die Alpen werden gefaltet –
im Vorland entstehen Mittelgebirge <<

Vor ca. 120 bis 100 Millionen Jahren, in der Unterkreide-Zeit, kollidierte die Afrikanische Platte (Gondwana) mit der Eurasischen Platte. Die Alpenauffaltung begann. Die weit in das nördliche Vorland reichende Pressung der Kruste Mitteleuropas führte während der Oberkreide-Zeit zu einem

generellen Wechsel in der geologischen Schollenentwicklung. Aus ehemaligen Becken entwickelten sich Hochgebiete und aus ehemaligen Hochgebieten neue Becken. Eine solche Bewegungsumkehr bezeichnet man als Inversion. Im Weser- und Osnabrücker Bergland wurde so das gesamte Niedersächsische Becken durch Hebung zu einer Hochscholle, zum so genannten Niedersächsischen Tektogen. Der gesamte bisherige Beckeninhalt aus paläozoischen und mesozoischen Sedimentgesteinen wurde während der subherzynen Bewegungen der Oberkreide-Zeit um mehrere Kilometer vertikal herausgepresst und im Süden auf die Rheinische Masse, im Norden auf die Pompeckjsche Schwelle geschoben; gleichzeitig setzte die Abtragung ein. Die ehemals hoch liegende Rheinische Masse sank am Osning-Lineament ein, wurde zum Münsterländer Kreide-Becken und nahm als solches mächtige Oberkreide-Sedimente auf, die heute für diese Großstruktur typisch sind.

Der Nord – Süd gerichtete Druck als Fernwirkung der Alpenfaltung traf im Weser- und Osnabrücker Bergland auf die Nordwest – Südost wie auch Nord – Süd verlaufenden Störungssysteme, die schon im Paläozoikum existierten. Die einengenden Kräfte der Plattenkollision führten zwar im Vorland nur zu einer Verkürzung der Erdkruste um wenige Prozent, sie bewirkten jedoch damit seitliche Verschiebungen der leistenförmigen Schollen. Auf Fernwirkung der Alpenfaltung lassen sich alle wesentlichen tektonischen Deckgebirgsstrukturen des Weser- und Osnabrücker Berglandes zurückführen.

Im Niedersächsischen Becken erfolgten überwiegend Horizontalverschiebungen, bei denen sich jeweils die nördliche Scholle nach Osten bewegte. Das Ausmaß dieser so genannten dextralen (= rechtsverschiebenden) Horizontalbewegungen betrug zwischen einigen hundert und tausend Metern und lag damit in der Größenordnung der Vertikalbewegungen. Auch das Eggegebirge und die benachbarte Hessische Senke unterlagen der gleichen horizontalen Scherbeanspruchung wie das Nieder-



NE

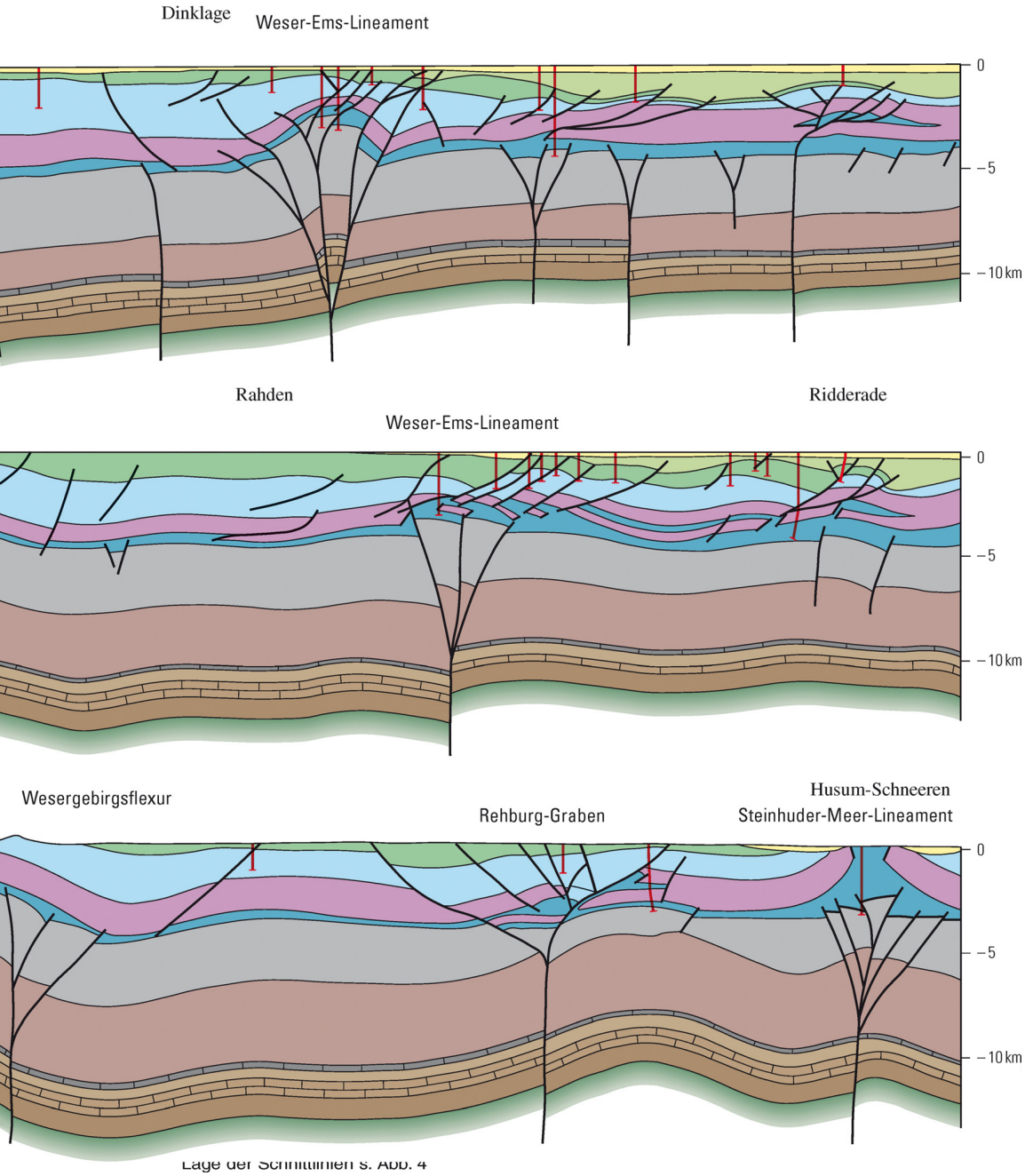


Abb. 5 Geologische Schnitte durch das Weser- und Osnabrücker Bergland, vereinfachte Darstellung. Lage der Schnittlinien s. Abb. 4

sächsische Becken. Wegen des vorherrschenden Nord-Süd-Verlaufs der Brüche überwogen dort allerdings sinistrale (= linksverschiebende) Horizontalbewegung. Das bedeutet, die westliche Scholle bewegte sich jeweils nach Süden.

In der Regel wirkten tektonische Kräfte um so deutlicher auf Schollenränder, je länger die sie bildenden Störungen waren und je tiefer diese in die Erdkruste reichten. An bedeutenden Störungselementen wie dem Osning-Lineament, der Harz-Nordrand-Störung oder der Fränkischen Linie in Süddeutschland fanden daher die intensivsten tektonischen Bewegungen statt. Während der alpidischen Gebirgsbildungen wurden zahlreiche Mittelgebirge, wie der Teutoburger Wald, das Wiehengebirge, der Harz oder der Böhmer Wald, herausgehoben. Wenn auch einige dieser Gebirge eine lange Vorgeschichte haben, erfolgte ihre morphologische Ausgestaltung ab der Paläogen- bis in die Quartär-Zeit hinein, in der wir heute leben.

Zusammenfassend lässt sich der Gebirgsbau des Weser- und Osnabrücker Berglandes im Rahmen der Plattentektonik als das Ergebnis einer variszischen und einer alpidischen Schertektonik deuten. Sie begann mit der variszischen Faltung, wurde fortgeführt in den Dehnungsphasen des Mesozoikums und fand ihren Höhepunkt mit der Alpenfaltung während der Oberkreide-Zeit.

Tektonische Strukturen

Falten, Achsen, Beulen, Flexuren und Brüche

>> Das Puzzle des Bruchfaltengebirges <<

Falten, Achsen, Beulen und Flexuren sind unterschiedliche tektonische Elemente, bei denen die Gesteine durch Faltung, Biegung oder Wellung auf die gebirgsbildenden Kräfte reagiert haben. Im Weser- und Osnabrücker Bergland sind alle diese Strukturen vorhanden und mit den zuvor beschriebenen

Scherbewegungen und somit mit den bruchhaften tektonischen Störungen verbunden.

Unter den tektonischen Störungen des Niedersächsischen Beckens lassen sich nach ihrem Streichen zwei Typen unterscheiden: die Westnordwest – Ostsüdost streichenden Störungen verlaufen etwa parallel zu den Falten. Nord – Süd bis Nordost – Südwest streichende Störungen queren die Falten etwa senkrecht. Beide Störungstypen sind ursächlich mit dem durch Scherung entstandenen Faltenbau verbunden.

Die bedeutendsten Störungen dieses Raumes sind Lineamente, langlebige und tief in die Erdkruste hinabreichende Brüche wie insbesondere das Osning-Lineament. Bei anderen tektonischen Elementen, wie der Wiehengebirgsflexur, handelt es sich um S-förmige Schichtenverbiegungen, die frei von bedeutenden bruchhaften Elementen zu sein scheinen. Sie weisen jedoch im tieferen Untergrund mit Sicherheit steil einfallende Brüche auf. Beispielsweise wurde der Ellerburg-Sattel, nördlich des Wiehengebirges unter dem Mittellandkanal gelegen, früher als ein noch in Aufstiegsbewegung begriffenes Salzkissen gedeutet. Seismische Untersuchungen und die Erkenntnisse, die durch die Bohrung Ellerburg Z 1 gewonnen wurden, wiesen ihn jedoch im Untergrund als hoch herausgehobene Horstscholle mit einer Nordrandverwerfung von ca. 700 m Versatz aus.

Die im Allgemeinen nur flachwelligen Untergrundstrukturen des Weser- und Osnabrücker Berglandes täuschen also lediglich einen einfachen Gebirgsbau vor, in Wirklichkeit hat man es dort mit einem komplexen Schollenpuzzle zu tun (Abb. 5).

Wegen der meist flachwelligen Schichtenverbiegungen haben sich in diesem Raum Bezeichnungen wie Achse anstelle von Falte oder bei rundlichen Gebilden die Bezeichnung Beule oder Dom (z. B. Meinberger Dom) eingebürgert. Es handelt sich aber in allen Fällen um echte tektonische Strukturen und nicht etwa um Verbiegungen, wie sie auch im Zusammenhang mit

dem Aufstieg von Salz- oder vulkanischen Gesteinen entstehen können.

Osning-Überschiebung

>> Ein Scharnier zwischen den Schollen <<

Zu den prägenden tektonischen Strukturen des Betrachtungsraumes zählen neben störungsnahen Falten, flachen Aufwölbungen (Achsen) und Beulen auch steile Auf- und Abschiebungen. Aber auch flach einfallende, deckenartige Überschiebungen wie die Osning-Überschiebung, die den oberflächennahen Abschnitt des Osning-Lineamentes bildet, sind verbreitet. Deckenartige Überschiebungen sind eigentlich typisch für große Faltengebirge wie das Rheinische Schiefergebirge, wo sie eng mit dem Großfaltenbau verbunden sind. Die Besonderheit der Osning-Überschiebung ist jedoch ihre tektonische Position am Schollenrand zwischen Niedersächsischem Becken und Rheinischer Masse. Sie wurzelt nachweislich sowohl im Südosten bei Detmold als auch im Nordwesten am Schafberg und am Hüggel in tief reichenden steilen Brüchen des Osning-Lineamentes. Die Osning-Überschiebung ist damit ein typischer Vertreter von Horizontal- oder Seitenverschiebungen, die nach dem Muster von so genannten Blumenstrukturen aufgebaut sind (Abb. 6). Blumenstrukturen sind in der Tiefe steil einfallende Störungen, bei denen nach oben hin – in Nähe der Erdoberfläche – von der Hauptstörung flach einfallende Überschiebungs- und Abschiebungsbahnen abzweigen.

Ihr heutiges Aussehen erhielt die Osning-Überschiebung in der späten Oberkreidezeit. Während der Inversionsbewegungen, die durch die Alpenaufwältung ausgelöst wurden, hob sich das bis dahin einsinkende Niedersächsische Becken heraus und das Münsterländer Kreide-Becken – bis dahin das Hochgebiet der Rheinischen Masse – senkte sich ein. Das Osning-Lineament wirkte wie ein Scharnier, an dem sich das Niedersächsische Becken heraus hob und

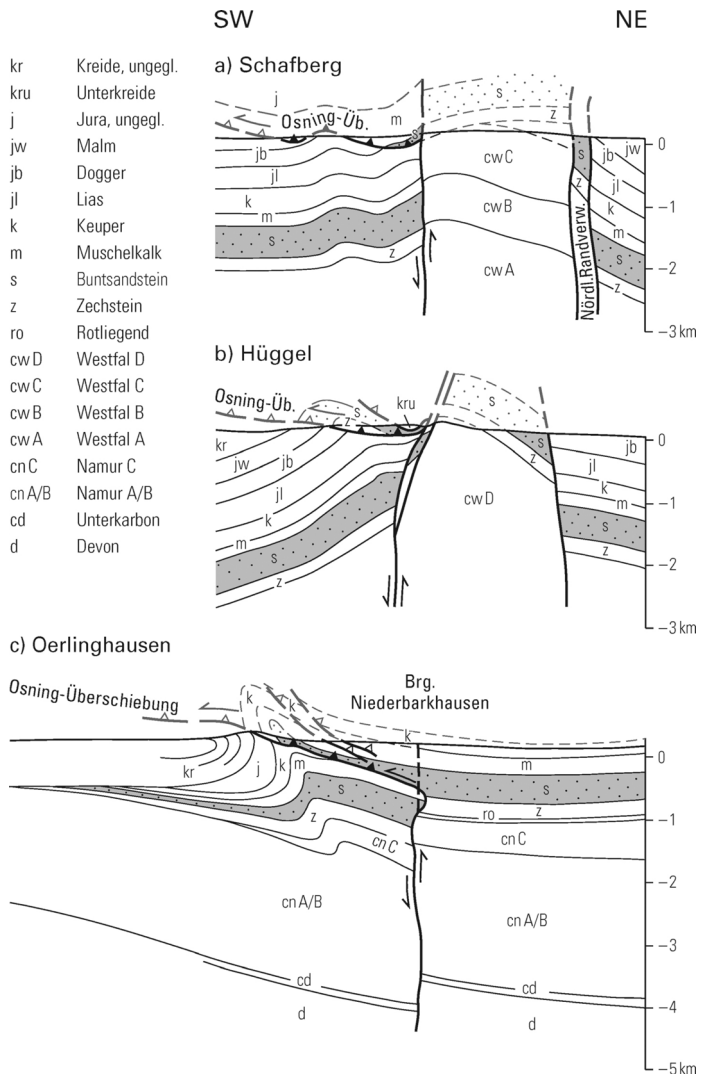


Abb. 6 Die Osning-Überschiebung an Schafberg, Hüggel und im Raum Oerlinghausen

teilweise auf das Münsterländer Kreide-Becken schob. Trias-Schichten aus dem Norden wurden dabei entlang der flach einfallenden Osning-Überschiebung auf steil aufgerichtete Kreide-Schichten im Süden geschoben. Die Schubweiten betragen bis über 1 000 m.

Zwischen Detmold und Dissen ist die Osning-Überschiebung eine nahezu durchgehende Überschiebungsbahn, die sich – wie zuvor beschrieben – zur Tiefe hin versteilt. Die Hangendscholle der Osning-Überschiebung ist stark gestört, zum Teil ist sie sattelartig aufgewölbt und wird dann als Osning-Sattel bezeichnet. Ihr eng benachbart sind die parallel streichenden Abschiebungen der so genannten Hassberg-Zone mit bis zu 400 m Verwurf.

Das gemeinsame Auftreten von Einengungs- und Dehnungs-Tektonik spricht ebenfalls für horizontal gerichtete Scherbewegungen der Osning-Tektonik im Rahmen der alpidischen Faltung.

Die Osning-Überschiebung zeigt sich an der Erdoberfläche wenig spektakulär – ihre Wirkung ist aber im gesamten Teutoburger Wald an den steil aufgerichteten Schichten erkennbar. In erstaunlicher Klarheit lässt sich im Teutoburger Wald der Gebirgsbau am Landschaftsbild ablesen. Das Gebirge besteht aus zwei oder drei parallel verlaufenden Höhenzügen (Abb. 7). Der nördliche, durchweg höhere, ist meist mit einem schüttereren Nadelwald bewachsen. Er besteht aus dem harten Osning-Sandstein der Unterkreide-Zeit. Im Südwesten schließt sich ein schmales Längstal an, das durch die Ausräumung von tonigen Sedimenten der Unterkreide entstanden ist. Die zu diesem Tal parallel verlaufende südliche Bergkette besteht aus hellem, festem Oberkreide-Kalkstein des Cenomans. Der Gebirgszug ist im Allgemeinen niedriger als der Unterkreide-Zug und trägt meist Buchenwald. Oft folgt im Südwesten ein dritter Kamm, der noch niedriger ist und überwiegend beackert wird. Er besteht aus den festen oberkreidezeitlichen Kalksteinen des Turons.

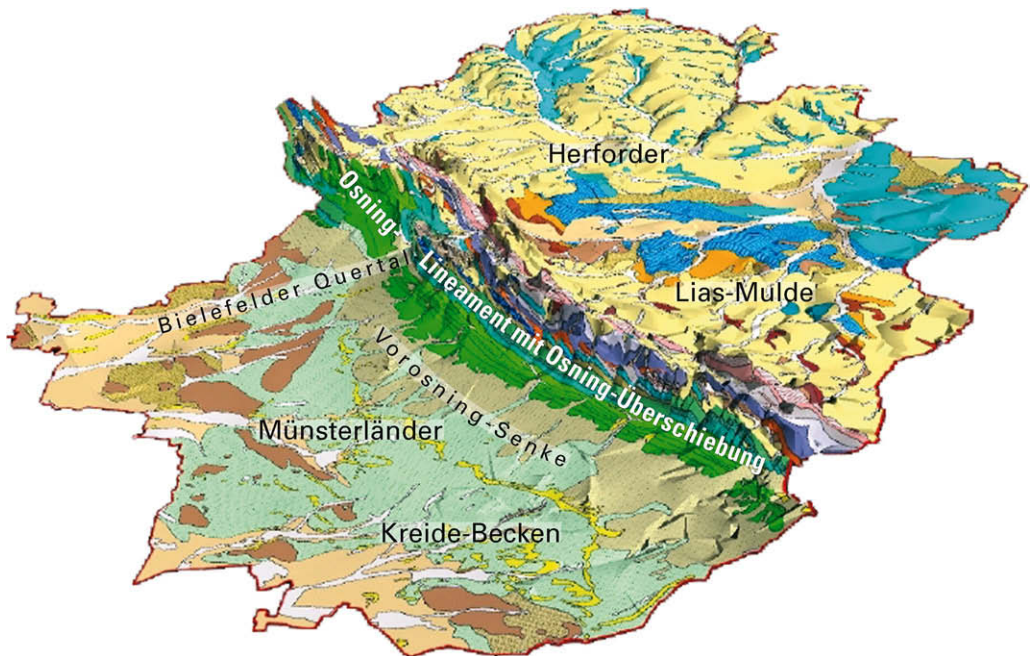


Abb. 7 Das Stadtgebiet von Bielefeld mit der Osning-Überschiebung als landschaftsprägendem Element und anderen geologischen Großstrukturen (Umweltamt Stadt Bielefeld, ergänzt)

Im nordwestlichen Abschnitt des Teutoburger Waldes löst sich die Osning-Überschiebung in mehrere seitlich versetzte Störungsabschnitte auf. Es sind von Südosten nach Nordwesten die Strukturen Rechenberg-Sahlbrink, Dörenberg, Hüggel und Schafberg. Westlich davon setzt sich jenseits des Ems-Lineamentes die Osning-Überschiebung noch weit nach Westen fort. Bemerkenswert ist hierbei das treppenartige Versetzen der Störungszone über Waldhügel-, Ochtruper- und Gronauer Sattel hinweg mit jeweils voneinander getrennten, West – Ost

streichenden Südrandstörungen. Erst auf niederländischem Gebiet schwenkt die Überschiebung, dort als Gronauer Störung bezeichnet, in die Nordwest-Südost-Richtung um.

Im Osten läuft die Osning-Überschiebung südlich von Detmold aus.

>> Karbon-Horste –
Kohle durch die Osning-Überschiebung <<

In der Osning-Zone wurden die Karbon-Schichten, die im Ruhrgebiet zutage treten und nach Norden zu in immer größere Tiefen abtauchen, um ca. 2 000 m herausgehoben und kommen daher noch einmal an die Erdoberfläche (Abb. 8). Wie im Ruhrgebiet werden auch am Schafberg bei Ibbenbüren die Steinkohlen der Karbon-Zeit bergmännisch gewonnen. Die Westnordwest – Ostsüdost verlaufenden Randverwerfungen begrenzen das 15 km lange und 5 km breite Karbon-Vorkommen gegen das umgebende Jura-Vorland. Auch morphologisch tritt die um 100 m über ihre Umgebung aufragende Scholle deutlich hervor, da die Gesteine des Oberkarbons überwiegend aus festen Sandsteinen bestehen.

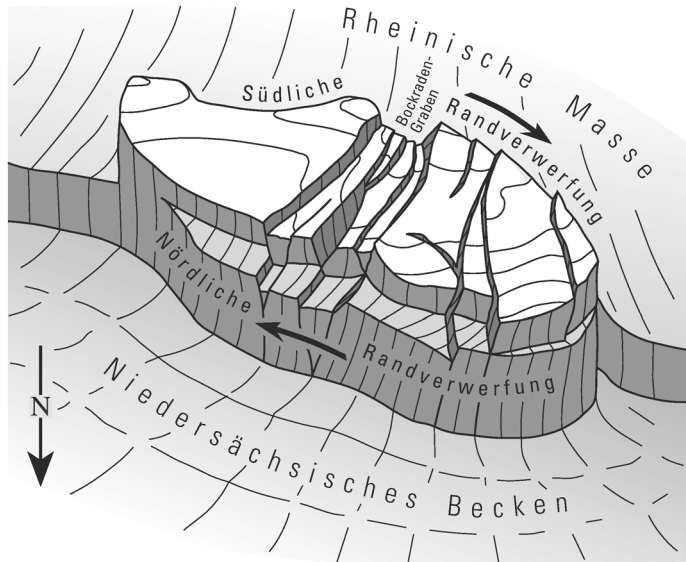


Abb. 8 Ibbenbürener Karbon-Horst

Weithin sichtbar sind die großen Kühltürme und Schornsteine der Kohlenkraftwerke auf der Hochfläche des Schafbergs.

Die flach nach Norden einfallenden Oberkarbon-Schichten des Schafbergs gehen am Süd- und Nordrand in Falten über, die teilweise schon vor der Zechstein-Zeit entstanden sind. Hier lassen sich zwischen Oberkarbon- und Zechstein-Gesteinen Winkeldiskordanzen von wenigen Grad, in Störungsnähe von 30 – 50° belegen. In vertikaler Richtung ändert sich der tektonische Baustil. Bis in etwa 700 m Tiefe (Westfal-C- und -D-Schichten) herrschen Dehnungsstörungen vor, die im Bergbau hohe Wasserzuflüsse zur Folge hatten. Zur Tiefe hin treten die zahlreichen Abschiebungen zurück und in den Schichten des Westfals B herrscht zunehmend Einengungstektonik mit Überschiebungen, flachen Falten und Seitenverschiebungen vor. Dort setzt anstelle der Wasserführung eine starke Gasführung ein. Es besteht kein Zweifel, das der Ibbenbürener Karbon-Horst seine Entstehung einer starken seitlichen Einengung verdankt.

Im Vergleich zum Schafberg ist der 4 km lange und 1 km breite Hüggel, ca. 5 km

südwestlich von Osnabrück, deutlich kleiner und seine oberkarbonischen Westfal-D-Schichten sind mit ca. 1 000 m weniger stark herausgehoben. Tektonisch ist der Hüggel aber ähnlich aufgebaut wie der Ibbenbürener Karbon-Horst. Auch er wird von streichenden Randstörungen begrenzt. Seine Schichten sind nach Nordosten gekippt, sodass am Südrand die ältesten Gesteine zutage treten. Kohlenflöze wurden allerdings erst in 400 m Tiefe erbohrt; abgebaut wurden sie zu keiner Zeit.

Eggesystem

Das Eggegebirge ist geprägt von Nordnordwest – Südsüdost verlaufenden steilen Brüchen, die sich nach Norden im Meinberger Graben und vermutlich bis zum Weserdurchbruch bei Porta Westfalica fortsetzen. Den Westrand des Eggegebirges bildet der Westheim-Abbruch, eine bis 160 m verwerfende, ostfallende Störung. Nach Osten, in Richtung auf das Zentrum der Hessischen Senke zu, folgen weitere staffelartige Störungen. Sie verdichten sich im so genannten Eggesystem zu einem komplexen Bündel teils Nord – Süd, teils Nordwest – Südost verlaufender Störungen, die schmale Horste und Gräben begrenzen.

Im Untergrund des Eggesystems verläuft die westliche Hauptverbreitungsgrenze der mächtigen Zechstein-Salze der Hessischen Senke. Die Salze des Zechsteins, aber auch die Salze und Tone der Trias wirkten sich als sehr mobile Horizonte aus, entlang denen sich bevorzugt Gebirgsbewegungen abspielten. Sie trugen damit wesentlich zu dem komplexen Schollenmuster des östlichen Eggegebirgsvorlandes bei.

Westfälisch-Lippische Schwelle

Zwischen der Osning-Überschiebung und der Wiehengebirgsflexur liegt die Westfälisch-Lippische Schwelle. Sie wird an der Geländeoberfläche von den Erhebungen des Osnabrücker Landes, der Meller Berge,

des Ravensberger Landes und des Lipper Berglandes markiert. In diesem Bereich ist das ehemalige Niedersächsische Becken während der Oberkreide-Zeit am stärksten herausgehoben worden, sodass heute seine Füllung aus jungpaläozoischen, triasischen und jurassischen Sedimenten an der Oberfläche zutage tritt und die ursprünglich mächtigen Unterkreide-Schichten vollständig abgetragen sind.

Die Hauptstruktur der Westfälisch-Lippischen Schwelle ist der über 100 km lange Piesberg-Pyrmonter Sattel. Er ist vom westlichen Osnabrücker Bergland bis zur Hessischen Senke zu verfolgen. Der Sattel ist keine einheitliche Struktur, sondern eine Aneinanderreihung von seitlich gegeneinander versetzten Aufwölbungen. Diese wiederum sind an Querstörungen seitlich versetzt.

Die höchste geologische Heraushebung des Piesberg-Pyrmonter Sattels ist der Piesberg-Sattel bei Osnabrück. In seinem Kern ist flözführendes Oberkarbon aus dem Grenzbereich Westfal C/D aufgeschlossen. Im Norden überlagert Zechstein das Karbon mit schwacher Winkeldiskordanz.

Der vom Mittelalter bis 1893 währende Steinkohlenbergbau und der seit über 100 Jahren betriebene Steinbruch geben Einblick in den Bau des West – Ost streichenden und von parallelen Verwerfungen gestörten Sattelkerns. Die Verlängerung dieser Längsstörungen im Einfallen zur Tiefe hin führt zu einem Störungsbild nach dem Muster einer Blumenstruktur. Die vermutlich in einem einzigen Ast wurzelnde Störung fächert nach oben in mehrere aufeinander zu einfallende Störungsbahnen auf. Die horizontalen Bewegungen an diesem Störungssystem in der Tiefe führten vermutlich insgesamt zur Aufwölbung des Piesberg-Sattels (s. auch S. 162, Abb. 56).

In westlicher Richtung setzt sich der Piesberg-Pyrmonter Sattel im Neuenkirchen-Sattel fort. Auffällig an dieser Aufwölbung und an weiteren im Westen folgenden Strukturen ist ihr nordwestlicher Verlauf, der deutlich vom Westnordwest-Ostsüdost-Verlauf der Falten im Niedersächsischen

Becken abweicht. Vermutlich wirkt sich mit dieser Umbiegung der Falten in nördliche Richtung der Einfluss des benachbarten Ems-Lineamentes aus.

Im Osnabrücker Bergland wird die Südflanke des Piesberg-Pyrmonter Sattels von der Sandforter und von der Holter Aufwölbung gegliedert, zwei Horsten von jeweils 15 km Länge. Nach Südosten bildet dann die 10 km breite Herforder Lias-Mulde über 30 km Länge deren Südflanke.

Wiehengebirgsflexur und Bramscher Massiv

Die Wiehengebirgsflexur trennt die Westfälisch-Lippische Schwelle vom nördlich folgenden Wiehengebirgsvorland. Entlang dieser über 100 km langen Schollengrenze sinkt im Untergrund die Zechstein-Basis nach Norden von etwa 2 000 m bis auf 5 000 m Tiefe ab.

Die Flexurzone des Wiehengebirges wird als Schwächezone angesehen, in der während der Oberkreide-Zeit ein magmatischer Intrusivkörper – der so genannte Pluton von Bramsche – aus dem Erdmantel bis auf etwa 5 km unter die heutige Erdoberfläche aufgestiegen sein soll. Auf die Besonderheit dieses Gebiets, das – neutral – als Bramscher Massiv bezeichnet wird, deutet eine ausgeprägte positive magnetische Anomalie in diesem Bereich. Weiterhin ließen ein Maximum der Erdschwere, eine hohe Inkohlung, Verzungen und Mineralneubildungen die Annahme zu, dass hier ein heißer basischer Magmenkörper im Untergrund sein könnte. Magmatische Gesteine wurden aber bislang nirgendwo an der Erdoberfläche oder in Bohrungen angetroffen. Im Zentrum des Bramscher Massivs erfolgte bei Gebirgstemperaturen bis über 300 °C die intensive Umwandlung organischer Substanzen. Die Oberkarbon-Flöze des Piesbergs entwickelten sich hierbei zu den höchstinkohlten Anthraziten Deutschlands. Infolge der Zufuhr hydrothermalen Lösenes erfuhren die Karbon-Sandsteine des Piesbergs eine intensive Einkieselung.

Die hohe Inkohlung ist nicht allein auf das Bramscher Massiv beschränkt, sondern umfasst nahezu den gesamten südlichen Teil des Niedersächsischen Beckens. In neuerer Zeit wird daher der Frage nachgegangen, ob als Ursache für den hohen Reifegrad der Kohlen nicht allein die starke Absenkung des Niedersächsischen Beckens bis zur Unterkreide-Zeit ausreichte. Im Bereich von Vlotho, wo man bisher das Gegenstück zum „Bramscher Pluton“ angenommen hat, bestätigte sich aufgrund moderner Untersuchungen diese Vermutung. An der Frage, ob diese Lösung auch für das Bramscher Massiv gelten kann, wird derzeit geforscht. Die Klärung der Genese des Bramscher Massivs ist unter anderem bedeutsam für die Beurteilung der Erdgas- und Erdölhoffigkeit in diesem Raum. Kohlenwasserstoffe in wirtschaftlich interessantem Umfang konnten bislang nur weit außerhalb der Bereiche hoher Inkohlung nachgewiesen werden und stellen sich erst am Nordrand des Niedersächsischen Beckens ein.

Strukturen im Vorland des Weser-/Wiehengebirges

Eine markante Großstruktur des nördlichen Wiehengebirgsvorlandes ist die 35 km lange und 10 km breite Dammer Oberkreide-Mulde. In ihr überlagern Schichten des Obercampan diskordant Unterkreide-Gesteine.

Im Südosten erstreckt sich beiderseits der Weser auf über 45 km Länge die komplexe Struktur des Rehburg-Grabens. Sowohl die südfallende Rehburg- als auch die nordfallende Petershagen-Störung verlaufen im Deckgebirge zur Tiefe hin bogenförmig listrisch, scheinen aber im Sockel in eine einzige Hauptstörung einzumünden. Dort besteht vermutlich nur ein Halbgraben, an den im Norden der Rehburg-Sattel anschließt.

Der Rehburg-Graben hat eine mächtige Füllung aus Gesteinen der Malm- und Unterkreide-Zeit. Von der extrem mächtigen Schichtenfolge aus der Zeit des Malms

schließt man darauf, dass die Rehburg-Störung zu dieser Zeit besonders aktiv war. Der Rehburg-Sattel entstand infolge der kreidezeitlichen Einengung, wobei auch ein Teil der Grabenfüllung wieder herausgehoben und erodiert wurde.

Den Nordrand des Niedersächsischen Beckens bilden Oberkarbon-Horste, vergleichbar den Strukturen Schafberg und Hüggel am Teutoburger Wald. Im Gegensatz zu diesen ist aber hier am Weser-Ems-Lineament noch das Deckgebirge erhalten. Am Steinhuder-See-Lineament entwickelten sich infolge der hohen Salzmächtigkeiten perlschnurartig aufgereiht mehrere Salzstöcke, unter denen jeweils herausgepresste Oberkarbon-Horste liegen. Wirtschaftliche Bedeutung als Erdgaslagerstätte erlangte am Steinhuder Meer unter dem Salzstock Husum die Struktur Husum-Schneeren. Zwischen Nordwest – Südost verlaufenden Randstörungen ist dort Sandstein führendes Oberkarbon etwa 1 000 m hoch in den Salzstock hineingepresst worden. Infolge der intensiven Zerschering und Klüftung der Sandsteine konnten sich große Mengen Erdgas in den Klufträumen und Sandsteinporen speichern. Das Erdgas wird seit den 90er-Jahren des vorigen Jahrhunderts wirtschaftlich genutzt.

Salztektonik

Das Zechstein-Salinar als besonders mobiles Gesteinspaket innerhalb der Schichtenfolge verhielt sich in Abhängigkeit von seiner Mächtigkeit im Niedersächsisches Becken während der verschiedenen Gebirgsbildungsphasen unterschiedlich. Auf der Westfälisch-Lippischen Schwelle geriet es bei Salzmächtigkeiten von unter 400 m infolge der orogenen Bewegungen passiv in die Hochstrukturen und unterlag dort seit dem Paläogen intensiver Auslaugung. Im nördlich anschließenden Gebiet und östlich der Weser führte es bei Salzmächtigkeiten bis über 600 m aktive Wanderungsbewegungen aus. Durch diesen an tektonischen Störungen ausgelösten Salzaufstieg entstanden am Steinhuder-See-Lineament

mehrere Salzstöcke und im Untergrund des Rehburg-Sattels ein Salzkissen.

Die Salzauslaugung macht sich stellenweise durch Erdfälle und Subrosions-senken bemerkbar. Die Erdfälle des Heiligen Feldes in der westlichen Umrandung des Schafbergs gehen auf die oberflächen-nahe Auslaugung der Steinsalze im Münder-Mergel zurück. Das Heilige Feld ist eine etwa 6 km lange und 2 km breite, Südwest – Nordost verlaufende Senkungszone. In den ebenen Sandgebieten findet sich eine Vielfalt von flachen Senken, Tümpeln und Seen, die stellenweise schon verlandet sind. Die fortwährende Ablaugung im bis 130 m mächtigen Steinsalz des Münder-Mergels führte während des Quartärs zur Absenkung der Geländeoberfläche um insgesamt 50 – 60 m.

Sehr viel tiefer liegt die Entstehungsursache für die Erdfälle von Bad Pyrmont, die so genannten „Meere“. Man muss bis in 800 m Tiefe hinabgehen, um deren Ursache aufzuspüren. Es ist anzunehmen, dass punktförmig – vielleicht an Störungszonen gebunden – im Untergrund zirkulierende Wässer zunächst im Steinsalz der Zechstein-Zeit große Lösungskavernen schufen, was etliche tausend Jahre in Anspruch genommen haben kann. Durch fortschreitende Deckennachbrüche der überlagernden Gesteine sind diese Kavernen dann schlauchartig aufwärts gewandert. Nicht auszuschließen ist, dass Kohlensäureaufstiege das Gebirge in diesem Bereich zuvor schon entfestigt haben.

Fast zahllos sind die kleinen und großen, flachen und tiefen, offenen und sedimentverfüllten Erdfälle und Subrosionssenken im Weser- und Osnabrücker Bergland, auf die manchmal schon Orts- und Flurnamen hinweisen (Seebruch, Senkelteich). Sie verdanken allesamt ihre Entstehung Lösungs- und Bruchmechanismen, mögen diese – wie bei den Bad Pyrmont „Meeren“ – in großer Tiefe gewirkt haben oder näher an der Oberfläche. Eine ganze Reihe der im Blattgebiet auftretenden Gesteine neigen zur Bildung von Lösungsräumen und können damit Erdfälle verursachen.

Erdgeschichte

Devon

(G. Drozdzewski & K.-H. Ribbert)

Die ältesten an der Erdoberfläche ausstreichenden Gesteine im Weser- und Osnabrücker Bergland stammen aus der Karbon-Zeit (s. Tab. 1). Auf die Beschaffenheit der darunter liegenden Schichten des Devons kann man aus überregionalen Betrachtungen schließen. Informationen über noch ältere stratigrafische Einheiten erhält man nur indirekt aus geophysikalischen Messungen. Danach besteht der Sockel des Weser- und Osnabrücker Berglandes aus kristallinen Gesteinen des Kontinents Avalonia, der bereits präkambrisch gefaltet und konsolidiert wurde. Dieser Sockel wird überlagert von Sedimentgesteinen des Kambriums, Ordoviziums und Silurs. Die Gesteine entstanden aus tonreichen Meeresablagerungen.

Im Weser- und Osnabrücker Bergland sind keine Devon-Gesteine aufgeschlossen. Aber aus den geologischen Verhältnissen im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz, wo man devonische Schichten an der Erdoberfläche findet, sowie aus dem Münsterland, wo diese Schichten erbohrt worden sind, kann man folgern, dass das Weser- und Osnabrücker Bergland während der Devon-Zeit Teil eines Meeresbeckens war. Dieses erstreckte sich südlich des Kerngebietes der kaledonischen Faltung in Nordeuropa über große Gebiete der heutigen Nordsee, Norddeutschlands und Polens.

Die Sedimente, die sich in dem stetig absinkenden Devon-Becken sammelten, stammen vom kaledonisch angelegten Old-Red-Kontinent. Dieser lag zur Devon-Zeit nördlich und westlich des Betrachtungsraumes und nahm in etwa den heutigen Bereich von Großbritannien und Skandinavien ein.

Bei den unterdevonischen Schichten handelt es sich vermutlich um küstennah entstandene sandig-tonige Sedimente des flachen Schelfmeeres südlich des Old-Red-Kontinents. In größerer Entfernung zur Küste und dann während des tieferen Mitteldevons wurden im Meer überwiegend tonige Beckensedimente abgelagert, wie sie für diesen Zeitraum im östlichen Rheinischen Schiefergebirge und auch im Nordwestharz typisch sind. Im höheren Mitteldevon dehnte sich das Devon-Meer in nördlicher Richtung aus und überflutete weite Teile des Old-Red-Kontinents bis in den zentralen Teil der heutigen Nordsee hinein.

In diesem flachen Meeresgebiet entstanden neben tonreichen auch karbonatische Sedimente, die sich aus Stromatoporen-Korallenriffen sowie deren Schuttmassen gebildet haben. Geophysikalische Messungen im englischen Nordseegebiet belegen ca. 1 000 m mächtige Karbonatgesteine, die in der Devon-Zeit in einer Nordwest – Südost verlaufenden Grabensenke entstanden sind. Vermutlich war das Niedersächsische Becken im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes während der Mittel- bis Oberdevon-Zeit ebenfalls ein Graben, in dem sich vergleichbare Karbonatgesteine in größeren Mächtigkeiten bildeten. Im Münsterland haben sehr tiefe Bohrungen solche Gesteine gerade noch erreicht. Die Riffe der Devon-Zeit sind ein beredtes Zeugnis dafür, dass zu dieser Zeit Nordwesteuropa südlich des Äquators, im Bereich eines Trockengürtels mit wüstenhaftem Klima lag.

Im Verlauf des Oberdevons stieg der Meeresspiegel weiter an, beendete dadurch das Riffwachstum und somit auch die Karbonatbildung. Es wurden nun graue, grünliche, im Beckenbereich auch rote, kalkhaltige Tonsteine abgelagert. Westlich

Tabelle 1
Erdgeschichtlicher Überblick

Ära	System	Alter*	Gliederung	Paläogeografie, Klima, Fazies	Gestein	tektonische Ereignisse				
Känozoikum (Erdneuzeit)	Quartär	0,01	Holozän	Klimawärmung, Meeresspiegelanstieg, Auswirkungen menschlicher Aktivitäten	künstliche Aufsüttung: Kies, Sand, Schluff, Ton (Flussbett- und Auensedimente, Schwemmlern); Flugsand; Torf (Niedermoor, Hochmoor); Raseneisenstein, Wiesenkalk, Wiesenergel, Sinterkalk	Subrosionsvorgänge in den Warmzeiten				
				Weichsel-Kaltzeit	periglaziale Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des nördlichen Inlandeises		Fließerde, Geschiebedecksand, Löss, Flugsand; Kies, Sand, Schluff (Hochflutablagerungen, Niederterrassen)			
		Pleistozän	Eem-Warmzeit	warm-gemäßigtes Klima	Torf und Bodenreste					
			Saale-Kaltzeit	Vorstoß des nördlichen Inlandeises (Drenthe-Stadium) bis über Rhein und Ruhr	Geschiebemergel, -sand (Moränen); Schmelzwassersand, -kies; Beckenschluff; Beckenton; Kies, Sand (Mittelterrassen)					
			Holstein-Warmzeit	warm-gemäßigtes Klima	Kies, Sand, Schluff mit Torflagen, Bodenreste					
			Elster-Kaltzeit	periglaziale Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des nördlichen Inlandeises	Geschiebemergel, -sand (Moränen); Schmelzwassersand, -kies; Beckenschluff; Beckenton; Kies, Sand (Ober- bis Mittelterrassenkomplex)					
			ältere Kalt- und Warmzeiten	mehrfacher Wechsel von Abtragung und Sedimentation im Verlauf großer Klimaschwankungen	Kies, Sand (Oberterrassenkomplex)					
				Klimaverschlechterung, Hebung und Abtragung bis zur Rumpffläche, Beginn des Einschnitts heutiger Täler, höchste Flußterrassen, Verkarstung						
			"Tertiär"	Neogen	2,6		Pliozän	subtropisches, teilweise semiarides Klima, tief reichende chemische Verwitterung und Abtragung, Bildung von Rumpfflächen, geringfügige terrestrische Sedimentation; in den Randbereichen zeitweilige Meeresbedeckung	Ton, Schluff, Sand, Kies (Höhenterrassen)	Beginn intensiver Subrosion
							Miozän			
Oligozän										
Eozän Paleozän										
Mesozoikum	Kreide	65	Maastricht	Hebung, Meerestückzug, Münsterland und Weserbergland werden festländisch		miozäner Basalt-Vulkanismus, vor allem in der Hessischen Senke				
			Oberkreide	Campan Santon Coniac	flaches Schelfmeer; Gebirgsbewegungen und Hebungen entlang der Nordwestfälsch-Lippischen Schwelle mit Abtragung		Mergelkalkstein, Kalkmergelstein, spongiolitisch, glaukonitisch	Iaramische Bewegung; Usning-Überschiebung		
				Turon Cenoman	fortschreitende Transgression, Höchststand der Meeresüberflutung		vorwiegend Kalkstein und Kalkmergelstein, z. T. Grünsandstein		subherzynische Bewegung beginnende Inversionsbewegungen	

Alpidische Ära

Mesozoikum (Erdmittelalter)		Paläozoikum (Erdaltertum)	
Kreide	100	Alb	von Norden nach Süden fortschreitende Meerestransgression
	Unterkreide	Apt Barrême Hauterive Valangin	bis an den Rand der Rheinischen Masse marin, auf dem Festland Abtragung und Sedimenteintrag in das Niedersächsische Becken
Berrias		zunächst saliner, später limnisch-brackische Ablagerungen des Niedersächsischen Beckens	
Malm Dogger Lias		Flachmeer mit zunehmendem Trockenfallen, Sand-schüttungen aus Norden, Süden und Osten; Ent-stehen von Becken und Schwellen; Salinarfazies, sonst Abtragung	
Jura	200		terrestrische bis brackisch-marine Sedimentation, Salz-fon-Ebene, zeitweilige Sandschüttungen aus Norden
	Trias	Keuper	warmes Flachmeer, zeitweise Abschneidung von Meeresteilen mit Anstieg des Salzgehaltes
		Muschelkalk	marin lagunäre und fluviatile Sedimentation, z. T. flacher Küsten- und Schwellenbereich, arides Klima
Perm	251	Buntsandstein	Meeresüberflutung von Nordwesten, im zeitweilig isolierten Binnenmeer mehrere Eindampfungszyklen mit Salzausfällung, arides Klima
	Rotliegend		terrestrische Sedimentation, submariner Vulkanismus, wüstenhaftes Klima
			Hebung, Abtragung, Erobebung des Variszischen Gebirges
	Oberkarbon	Steran Westfal Namur	limnische und fluviatile Sedimentation mit Torf-bildung und vereinzelt Meeressüberflutungen in der subvariszischen Vorstufe
Devon	368	Unterkarbon	marine, klastische Sedimentation
		Visé Tournai	Kulm-Fazies, starke Erweiterung des Meeresraumes
		Oberdevon Mitteldevon Unterdevon	Flachmeer im Nordteil (Scheif) des variszischen Troges; im Küstensaum Riffformungen in tropischem Klima
Silur Ordovizium	417 Mio. Jahre		tiefere Meeresbecken nördlich des Gondwana-Kontinentes
		Kaledonische Ära Tonstein, pyritisch, mit Sandstein	
		Variszische Ära asturische Bewegung saalische Bewegung	
		altkimmerische Bewegung Hils-Phase Osterwald-Phase Deister-Phase jungkimmerische Bewegung Alpidische Ära	

* nach Deutsche Stratigraphische Kommission 2002

des Betrachtungsraumes dokumentieren Einschaltungen von Sandsteinen ein Schelfgebiet, von dessen Ausdehnung ins Weser- und Osnabrücker Bergland hinein aber nichts bekannt ist. Der weit gespannte Meeresraum des Oberdevons mit seinen Schelf- und vor allem Beckenbereichen bestand auch im Unterkarbon weiter fort.

Die Mächtigkeit devonischer Sedimente im Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes beträgt vermutlich etwa 1 000 bis 1 500 m.

Karbon

(G. Drozdowski)

Die Ablagerungen aus der Karbon-Zeit sind wegen der wirtschaftlichen Bedeutung der darin enthaltenen zahlreichen Steinkohlenflöze relativ gut bekannt. Sie sind in den Karbon-Horsten des Weser- und Osnabrücker Berglandes – Schafberg, Hüggel und Piesberg – aufgeschlossen. Durch Bergbau und Bohrungen ist flözführendes Oberkarbon am Schafberg bei Ibbenbüren bis in über 1 400 m Tiefe und am Piesberg nördlich von Osnabrück bis etwa 500 m erschlossen.

Wegen der außerhalb dieser Karbon-Horste zum Teil beträchtlichen Sedimentüberdeckung haben in diesem Raum nur wenige Bohrungen, die überwiegend bei der Suche nach Erdöl und Erdgas abgeteufelt wurden, das Oberkarbon erreicht.

Unterkarbon

>> Kulm und Kohlenkalk:
marines Becken oder Schelf? <<

Gesteine des Unterkarbons sind im Weser- und Osnabrücker Bergland nirgendwo erbohrt. Vermutlich sind sie dort ähnlich ausgebildet wie die gleich alten Schichten im Rheinischen Schiefergebirge oder im Untergrund des Münsterlandes. Dort sind es vorwiegend schwarze, oft bituminöse Tonsteine, Alaun- und Kieselschiefer oder

auch Kalksteine. Diese Gesteinsausbildung des Unterkarbons bezeichnet man als Kulm-Fazies. Die Sedimente sind in einem strömungs- und sauerstoffarmen und daher lebensfeindlichen Meeresbecken entstanden, in dem bodenlebende Tiere nicht existieren konnten. Die Kulm-Fazies ist ein erster Hinweis darauf, dass nun eine Vortiefe nördlich des aufsteigenden Variszischen Gebirges entsteht.

Im östlichen Sauerland wurden 500 bis 600 m mächtige Kulm-Gesteine abgelagert. Nach Norden keilen diese jedoch rasch aus. Ursache dafür sind ihre Ablagerungsbedingungen. Die Kulm-Sedimente wurden am Schelfrand, also an der Grenze zwischen Flach- und Tiefsee, in größeren Mächtigkeiten abgelagert. Erschütterungen des Meeresbodens – vermutlich durch Erdbeben – verursachten ein Abgleiten der noch unverfestigten Sedimentmassen den Kontinentalhang hinab in die Tiefsee. Das aufgewirbelte Gesteinsmaterial bewegte sich in Trübeströmen beckenwärts, dabei wurde es nach und nach wieder abgelagert. Je weiter man vom Schelfrand entfernt ist, desto geringer mächtig werden die Gesteine. Das Weser- und Osnabrücker Bergland lag während der Unterkarbon-Zeit so weit von den südlich gelegenen Liefergebieten des aufsteigenden Variszischen Gebirges entfernt, dass hier nur noch sehr gering mächtige Sedimentfolgen abgelagert wurden.

Nördlich schließen sich marine Plattformkalksteine an die Kulm-Fazies an. Sie bilden am Südrand des Old-Red-Kontinents einen breiten Gürtel, der von Belgien und England bis nach Polen reicht. Diese im tropisch-warmen Flachmeer gebildeten Kalk- und Dolomitsteine werden in Mächtigkeiten von einigen hundert Metern auch im Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes vermutet. Dafür sprechen geophysikalische Befunde, die in etwa 6 km Tiefe Schichten nachweisen konnten, deren Kennwerte auf solche Karbonatgesteine hindeuten.

Oberkarbon

>> Vom Meer zum flachen Schwemmland <<

Die im Unterkarbon einsetzende Vortiefenbildung setzte sich im Oberkarbon verstärkt fort. Die kräftige Absenkung eines relativ schmalen, in Südwest-Nordost-Richtung durch Mitteleuropa verlaufenden Spezialtrogs (Abb. 9) wurde durch die variszische Faltung im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges verursacht. Dort führten Faltung und Überschiebungstektonik zur Verdickung der Erdkruste. Sie wurde dadurch schwerer, sank ab und mit ihr das noch ungefaltete Vorland. Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges wurden während des älteren Oberkarbons (Namur A u. B) über 2 000 m mächtige Meeressedimente

abgelagert. Sedimentstrukturen deuten darauf hin, dass die typischen Wechselfolgen aus Ton- und Feinsandsteinen von Trübeströmen abgelagert wurden, die an untermerischen Hängen in die Tiefsee glitten.

Schon im Namur B, und damit früher als im Ruhrgebiet, zog sich im Bereich des Weserberglandes zeitweilig das Meer nach Norden zurück und es entstand ein flaches Schwemmland auf dem noch begrenzten Delta eines aus Süden kommenden Flusses. Hier konnten sich erste Torfmoore bilden. Im Namur C setzten sich dann in dem von Meeresbuchten und Seen gegliederten Vorland allmählich festländische Sedimentationsbedingungen mit einem häufigen Wechsel mariner, limnischer und festländischer Sedimentation durch. Immer

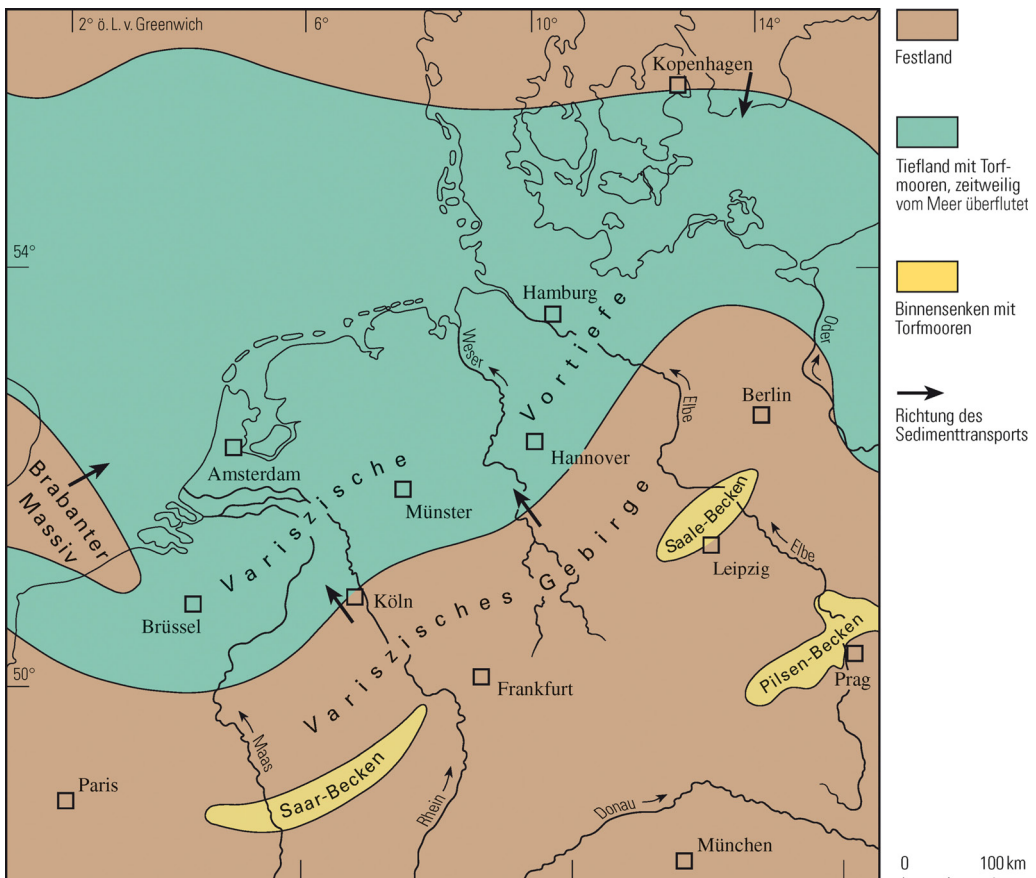


Abb. 9 Verteilung von Land und Meer zur Oberkarbon-Zeit (Westfal)

wieder kam es zu Meeresspiegelschwankungen, bedingt durch ein wechselndes Ausbreiten und Abschmelzen der Polkappen. Schmolz das Eis in der Polarregion ab, so stieg der Meeresspiegel an und das Meer überflutete das gesamte Vorland – marine Horizonte lagerten sich beckenweit ab. Breiteten sich die Polkappen wieder aus, wurde Wasser als Eis in der Polarregion gebunden, der Meeresspiegel sank und die Torfmoore konnten wieder aufwachsen und sich ausbreiten. Auf ständig sinkendem Untergrund lagerten sich vom Namur C bis zum Westfal D in einem Zeitraum von etwa 10 Millionen Jahren ca. 3 000 m mächtige Deltaschüttungen mit zahlreichen Torfhorizonten ab.

>> Vom Moor zur Steinkohle –
ein langer Weg durch die Erdgeschichte <<

An der Wende Namur B/C war die Variszische Vortiefe fast völlig mit Sedimenten aufgefüllt. Vor dem Variszischen Gebirge war ein mehrere hundert Kilometer breites, ebenes Tiefland entstanden, das von England bis Polen reichte und durch Meeresbuchten und zahlreiche Seen gegliedert war. Der ständig absinkende Untergrund und die Ablagerung von Sedimenten im Niveau des Grundwasserspiegels waren die Voraus-

setzung für die Bildung von Torfmooren, aus denen die heutigen Steinkohlenflöze hervorgingen.

In die Vortiefe schoben die aus dem gebirgigen Hinterland im Südosten kommenden Flüsse ein riesiges Delta vor. Mäandrierende und miteinander verflochtene Flusssysteme schütteten infolge ihres geringen Gefälles und der nachlassenden Transportkraft Sandkörper auf. Die Flüsse verliefen daher oft auf dammartigen Aufschüttungen. Zwischen den Uferwällen der Flüsse und den Niederungen beiderseits der Flussläufe konnten Höhenunterschiede von mehreren Metern entstehen. Während der Hochwässer durchbrachen die Flüsse häufig ihre Uferwälle und lagerten randlich kleinere Sandkörper ab. In den Flussauen und weiten Niederungen setzten sich jedoch überwiegend tonige und schluffige Sedimente ab.

Da sich die Vegetation überwiegend im Niveau des Grundwasserspiegels entwickelte, verweste die pflanzliche Substanz nach ihrem Absterben nicht, sondern reichte sich in ausgedehnten Moorflächen als meterdicke Torflagen an. Die Moore breiteten sich von den waldbestandenen Uferdämmen über die aufgeschüttete Deltaebene aus. Schließlich verlandeten die von Seen durchsetzten Niederungen, wodurch die Moorlandschaft immer größere Flächen der Deltaebene einnahm.

Diese ökologischen Verhältnisse, verbunden mit einem tropischen Klima in Äquatornähe, begünstigten eine rasche Entwicklung der Pflanzenwelt. Zahlreiche neue Pflanzengruppen und -arten entstanden zu dieser Zeit (Abb. 10).

Die heutigen Steinkohlenflöze sind im Wesentlichen aus zwei Moortypen hervorgegangen, dem Waldmoor und dem Moorsee. In den Waldmooren wuchsen bis zu 30 m hohe Bärlappgewächse, 20 m hohe Schachtelhalme und 8 m hohe Farne. Aus den Waldmooren ging die Glanzkohle hervor. Die Mooreseen nahmen außer zerriebenen Pflanzenresten auch den vom Wind hineingewehten Sporen- und Pollenstaub auf, aus



Abb. 10 Karbonzeitlicher Urwald

dem sich später die Mattkohle bildete. Waldmoore und Mooreseen änderten häufig ihre Form und Lage. Dadurch entstand die im Oberkarbon verbreitete Streifenkohle mit den im Millimeter- bis Zentimeterabstand wechselnden Kohlearten.

Von heutigen Delten – wie dem Mississippi-Delta – ist bekannt, dass sich der Fluss mit seinen Nebenarmen nach langem, tausende Jahre dauerndem Vorbau plötzlich einen neuen, kürzeren Weg zum Meer sucht, weil das Gefälle im unteren Flusslauf zu gering geworden ist. Ähnliche Verhältnisse herrschten offenbar auch in der oberkarbonischen Vortiefe. Immer wieder baute sich weit von der alten Position entfernt ein neues Delta auf. Das verlassene Delta empfing kaum noch Sediment, sank aber weiter ab und wurde daher schließlich wieder vom Meer überflutet. Damit war die Moorbildung an dieser Stelle für lange Zeit unterbrochen und die mehrere Meter bis Zehnermeter dicken Torfschichten wurde von Meeressedimenten mit den Überresten von Meerestieren, wie Goniatiten, Brachiopoden und Muscheln, überdeckt. Deltaaufbau, seitliche Verlagerung von Deltaebenen innerhalb des Beckens und die Überflutung verlassener Deltaebenen wiederholten sich während des Oberkarbons mehrere hundert Male. Zwar bildeten sich innerhalb des Beckens kontinuierlich Torfmoore, aber die Bildungsorte verlagerten sich von einer Deltaebene zur anderen. Die einzelnen Flöze sind somit keine Zeitmarken. Die Moorbildung war vielmehr ein kontinuierlicher, das gesamte flözführende Oberkarbon umfassender Vorgang, der aber zu verschiedenen Zeiten an verschiedenen Orten stattfand. Nur während Zeiten stärkeren Meeresspiegelanstiegs wurde das gesamte Becken überflutet. Dann ertranken die Moore der Vortiefe für längere Zeit und konnten sich erst wieder nach dem Rückzug des Meeres neu bilden.

Dieses Modell der Kohlebildung im Variszischen Vorland lässt sich mithilfe vulkanischer Aschen, den so genannten Kaolinkohlentonsteinen, belegen. Die millimeter- bis zentimeterdicken Aschelagen stammen

von Vulkanausbrüchen im gebirgigen Hinterland, wie beispielsweise aus dem Erzgebirge. Sie sind wegen ihrer weiten Verbreitung und wegen ihres wiederholten Auftretens ausgezeichnete Leithorizonte innerhalb des Kohle führenden Oberkarbons. Einzelne Aschelagen finden sich teils innerhalb, teils auch einige Meter über oder unter einem Flöz. Da sie eindeutig den Zeitpunkt des Vulkanausbruchs markieren, können folglich die einzelnen Kohlenflöze nicht überall gleichzeitig gebildet worden sein.

Die in den Mooren angereicherte pflanzliche Substanz unterlag einem kontinuierlichen Umwandlungsprozess, der so genannten Inkohlung. Unter diesem Begriff sind alle chemischen und physikalischen Vorgänge zusammengefasst, die zur Umwandlung der Pflanzen in Torf, Braunkohle, Steinkohle und Anthrazit führen. Zu Beginn bewirken Kleinlebewesen – vor allem Bakterien, aber auch Pilze – eine sehr langsame biochemische Veränderung des Pflanzenmaterials. Dieser Vorgang der Vertorfung verläuft unter stark verminderter Einfluss des Luftsauerstoffs, weil die Pflanzen im Moor nach ihrem Absterben sofort unter Wasserbedeckung geraten. Parallel zum chemischen Abbau der Pflanzen läuft ihre mechanische Zerkleinerung durch Mikroben und sonstige Bodenbewohner.

Durch immer neu aufwachsende Torfschichten entsteht eine Auflast. Sie führt zum Auspressen des im unterlagernden Torf enthaltenen Wassers, der Porenraum des Torfs verringert sich. Die Grenze zwischen Torf und Braunkohle wird bei einem Wassergehalt von 75 % gezogen. Bei weiter steigender Auflast wird die Kohle immer mehr zusammengepresst und verliert durch die Abgabe von Inkohlungsgasen – Kohlenäure und Methan – auch Substanz, sie schrumpft kontinuierlich. Im Durchschnitt entsteht aus 3 – 4 m Torf 1 m Braunkohle. Wird diese in noch größere Tiefen mit höherer Temperatur und höherem Druck versenkt, dann bewirkt ein geochemischer Vorgang die Anreicherung des Elementes

Kohlenstoff unter Abspaltung von Wasser und den Inkohlungsgasen Kohlensäure und Methan. Es entsteht Steinkohle und schließlich Anthrazit.

>> Karbon-Kohlenflöze
im Niedersächsischen Becken <<<

Über die Verhältnisse und Entwicklungen im Niedersächsischen Becken zu Anfang der Steinkohlenbildung im Oberkarbon wissen wir wegen der großen Tiefenlage dieser Schichten nur wenig.

Für die gesamte oberkarbonische Schichtenfolge im Niedersächsischen Becken wird aufgrund von geophysikalischen Messungen eine Mächtigkeit von 5 000 – 6 500 m angenommen. Derartig hohe Mächtigkeiten sind nur vom Südrand des Ruhrgebiets bekannt. Sie könnten auf ein frühes Einsinken des Niedersächsischen Beckens im Oberkarbon zurückgehen. Aus Bohrungen im Raum Hannover und im Harzvorland ist ein nur lückenhaft ausgebildetes Namur A bekannt. Dort liegt stellenweise ein paralisches, vereinzelt dünne Kohlenflöze führendes Namur B direkt über Schichten des Unterkarbons. Im Ruhrgebiet ist dieser Zeitabschnitt noch marin geprägt.

Es gilt als sicher, dass, anders als im Ruhrgebiet, im Namur B der Meeresraum nördlich des Variszischen Gebirges und damit auch im Betrachtungsraum zeitweilig so stark mit Gebirgsschutt aufgefüllt war, dass einzelne Torfmoore sich schon weit ins Vorland ausbreiten konnten. Das Torfwachstum setzte somit im Niedersächsischen Becken schon im Namur B ein und dauerte bis in das Westfal D an. Die einzelnen Kohlenflöze gehören jeweils einem ca. 10 – 30 m dicken Gesteinszyklus an, der häufig aus einer Folge Sandstein – Tonstein – Wurzelboden – Kohle – Tonstein – Sandstein besteht. Die Sedimentation eines solchen Zyklus nahm etwa 30 000 Jahre in Anspruch. Insgesamt bildeten sich in 10 Millionen Jahren etwa dreihundert Kohlenflöze mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und örtlich über 2 m.

Erst die Schichten des Namurs C wurden mit einer Mächtigkeit von 820 m in der Bohrung Bielefeld 1 vollständig angetroffen. Trotz der im Vergleich zum Ruhrbecken erhöhten Gesamtmächtigkeit ist der Schichtenaufbau ähnlich. In die tonigen Gesteine sind wiederholt Zehnermeter mächtige Flussrinnen-Sandsteine eingeschaltet. Auffällig ist die hier fehlende Kohleführung im Oberen Namur C. Sie erklärt sich aus der tief reichenden sekundären Rotfärbung der Oberkarbon-Gesteine, die dadurch entstand, dass die Gesteine während der Rotliegend-Zeit an der Geländeoberfläche lagen und verwitterten. Es erfolgte eine vollständige Oxidation der organischen Substanz der Flöze. Bemerkenswert ist andererseits eine frühe Kohleführung im Unteren Namur C, die im Ruhrgebiet nicht bekannt ist. Die Schichtenfolge des Namurs C wird durch das Flöz Sarnsbank abgeschlossen.

Der darüber folgende marine Sarnsbank-Horizont wurde – wie in weiten Teilen Nordwesteuropas – auch im Untergrund des Weserberglandes nachgewiesen. Er leitet die ca. 1 100 m mächtige paralische Schichtenfolge des Westfals A ein. Ihr unterer Teil, die Witten-Schichten, ist vollständig durch die Bohrung Steinheim 1 in der Hessischen Senke erschlossen. Die sieben erbohrten Kohlenflöze dieser Bohrung lassen sich gut mit jenen des Ruhrgebiets korrelieren.

Der obere Teil des Westfals A, die Bochum-Schichten, ist nur lückenhaft erbohrt worden, aber die wenigen Informationen lassen erkennen, dass er in seinen obersten 200 m wieder erstaunlich gut mit dem Ruhrgebiet vergleichbar ist. Auch der marine Katharina-Horizont an der Obergrenze des Westfals A ist im Weser- und Osnabrücker Bergland nachgewiesen.

Das darüber folgende, 700 – 800 m mächtige Westfal B ist durch Bohrungen am Steinhuder Meer, am Kleinen Berg und auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle bergbaulich aufgeschlossen. Wie auch im Ruhrgebiet besteht es aus einem tonigen unteren Teil und einem oberen Teil, in den sich vermehrt Flussrinnen-Sandsteine der Horst-Schichten einschalten. Damit machte

sich die Heraushebung und Annäherung der variszischen Faltenfront bemerkbar. Flusssysteme setzten ihre Sedimentlast vermehrt im Vorland ab und bauten mächtige Sandsteinpakete auf, die im Westfal C 60 – 70 % der Schichtenfolge, im Westfal D sogar nahezu 80 % ausmachen. Die Flusssedimente stammen aus dem südlichen Hinterland des Variszischen Gebirges wie dem heutigen Süddeutschland und Tschechien und gelangten vermutlich durch die Hessische Senke ins Vorland. In den verzweigten Flusslandschaften des Vorlandes konnten sich nur kleinräumige Torfmoore ausbreiten, denn gleichzeitig mit der seitlichen Verlagerung der Flussrinnen verschoben sich die vermoorten Auen. Unregelmäßige und sich oft aufspaltende Kohlenflöze waren daher ab dem späten Westfal B die Folge.

Als Ursache für die Beendigung der Moorbildung im höheren Westfal D und für das Einsetzen vorwiegend rot gefärbter Ablagerungen dürfte zum einen ein stetig absinkender Grundwasserspiegel infrage kommen. Dadurch wurden absterbende Pflanzen nicht mehr wie zuvor unter Wasserbedeckung vor der Verwesung geschützt. Verwitterungsprozesse führten zur Oxidation der Eisen führenden Minerale innerhalb der Sedimente, die sich dadurch rot verfärbten. Zum anderen dürften auch klimatische Einflüsse in Form eines allmählichen Wechsels von einem feuchtwarmen zu einem trockenwarmen Klima diese Prozesse begünstigt haben. Zwischen Westfal und Stefan erfasste die Faltung die Oberkarbon-Schichten der Variszischen Vortiefe und damit auch die des Betrachtungsraumes.

Im Vergleich zu den klassischen Oberkarbon-Gebieten am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, im Ruhrgebiet und im Aachener Gebiet, ist das Oberkarbon des Weser- und Osnabrücker Berglandes deutlich sandsteinreicher. Vermutlich wirkte sich hier die Nähe zur Hessischen Senke aus, durch die während der Karbon-Zeit die Materialzufuhr aus den inneren Teilen des Variszischen Gebirges in das Vorland-

becken hinein erfolgte. Mit der Nähe des Liefergebietes ist vermutlich auch das frühe Einsetzen der Kohleführung im tiefen Namur B verbunden. Im Ruhrgebiet setzen Kohlenflöze erst im Namur C ein.

Die Kohleführung des Oberkarbons ist im Weser- und Osnabrücker Bergland generell niedriger als im Ruhrgebiet, was möglicherweise ebenfalls auf die Nähe des Liefergebietes zurückzuführen ist. Während im südlichen Ruhrgebiet der Anteil der Kohleführung an der Gesamtschichtenmächtigkeit etwa 4 % beträgt, geht in nördliche Richtung, im Münsterland, der Anteil generell auf 2 % zurück. Dies dürfte auch in etwa für das Weser- und Osnabrücker Bergland gelten.

Im Niedersächsischen Becken tritt im Gegensatz zum Ruhrgebiet, wo nur lokal oder gering mächtiges, rot gefärbtes Oberkarbon vorkommt, vielfach Rotfärbung in verschiedenen alten Schichten auf. So hat beispielsweise die Bohrung Bielefeld 1 unter Gesteinen der Perm-Zeit 278 m rot gefärbte Schichten des Namurs C erbohrt. Rot gefärbte Sedimente wurden bisher generell nur direkt unterhalb permzeitlicher Sedimente gefunden. Niemals wurden jedoch rote Sedimente unter grauen angetroffen. Es liegt daher nahe, dass diese Rotfärbung der Oberkarbon-Schichten im Niedersächsischen Becken als Folge einer ariden Verwitterung zur Zeit des Rotliegend zu deuten ist. In dieser Zeit lag infolge des trockenheißen Klimas der Grundwasserspiegel je nach Geländegestalt bis in über 200 m Tiefe. Die eisenreichen Verwitterungslösungen der wüstenhaften Rotliegend-Landschaft lagerten dabei auf ihrem Wege bis zum Grundwasserspiegel ihr Eisen in den Porenräumen der zum Teil Kohle führenden Oberkarbon-Schichten ab. Dies bewirkte eine unterschiedlich intensive, zum Teil fleckige, rotbraune bis violette Färbung der ursprünglich grauen Karbon-Gesteine. Darüber hinaus erfolgte eine Oxidation der organischen Substanzen. Ursprünglich vorhandene Kohlenflöze wurden aufgelöst und sind heute nur noch anhand der verbliebenen Wurzelböden erkennbar.

Perm

(J. Farrenschon)

Bis in die Randbereiche der Rheinischen Masse liegen Gesteine der Perm-Zeit in flacher Lagerung diskordant auf gefalteten Schichten des Oberkarbons. Ablagerungen der Rotliegend-Zeit sind allerdings weder auf den paläozoischen Horststrukturen noch auf der Hunte-Schwelle bekannt. Die Hunte-Schwelle als nordöstlicher Sporn der Rheinischen Masse macht sich seit der Rotliegend-Zeit bis etwa in die Zeit des Oberen Keupers durch Schichtausfälle oder reduzierte Schichtmächtigkeiten bemerkbar. Rotliegend-Gesteine sind zudem im gesamten Weser- und Osnabrücker Bergland nirgendwo an der Geländeoberfläche aufgeschlossen und wurden lediglich in Tiefbohrungen nachgewiesen. Sedimentgesteine des Zechsteins findet man dagegen an mehreren Stellen anstehend, so etwa an den Flanken der Karbon-Horste Schafberg, Piesberg und Hüggel im Tecklenburger und Osnabrücker Land sowie bei Westheim und Marsberg am Oststrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Rotliegend

>> Dehnungen der Erdkruste lassen Vulkane ausbrechen <<

Bereits im ausgehenden Oberkarbon entstand in einer weiten Vorlandsenke des Variszischen Gebirges ein neuer Sedimentationsraum, das Norddeutsche Becken – eine Teilsenke des Mitteleuropäischen Beckens. Im Unterrotliegend waren der nord- und ostdeutsche sowie der süd-dänische bis polnische Raum durch einen ausgeprägten Vulkanismus gekennzeichnet, der im Zusammenhang mit Dehnungen der Erdkruste und dem Aufreißen von tief reichenden Störungszonen stand. Ausläufer der vulkanischen Tätigkeit mit dem Hauptverbreitungsgebiet nördlich des Harzes reichten auch bis in den Raum westlich der Weser. Es kam zur Bildung von vulkanischen Ergussgesteinen mit eingela-

gerten festländischen Sedimenten. Zwischen Rahden und Uchte etwa wurden über 100 m mächtige Diabase und Spillite (Vulkanite) erbohrt. Gleichzeitig kam es in der Unterrotliegend-Zeit im Zuge der variszischen Gebirgsbildung zu Hebungen der Erdkruste, die wiederum zur Abtragung der vulkanischen und sedimentären Gesteine und damit zur Einebnung des Geländes führten.

Im Oberrotliegend sank das Norddeutsche Becken erneut ein. Ursache dafür war wohl die Abkühlung der Erdkruste. Als Folge entwickelte sich im nördlichen Mitteleuropa eine sich immer mehr ausweitende Binnensenke zwischen dem Variszischen Gebirge im Süden und der flachen Ringkøbing-Fünen-Schwelle im Norden. Dabei war das Norddeutsche Becken Teil des sich von England bis Polen über 1 500 km erstreckenden Kontinentalbeckens, des Mitteleuropäischen Beckens, das mit seinen Ausläufern, der Hessischen und der Niederrhein-Ems-Senke, östlich und westlich der Rheinischen Masse zum Teil weit nach Süden reichte. In der Folgezeit lieferte die Rheinische Masse große Mengen von Gesteinsschutt in das ihr nördlich vorgelagerte Senkungsgebiet. Bei der gezielten Erkundung dieser Sedimente nach Erdgas in den Jahren nach 1950 sind die jüngeren Rotliegend-Sedimente und deren Entstehungsbedingungen näher bekannt geworden. Vorkommen von derartigen, zum Teil mächtigen mittelsandigen bis mittelkiesigen Flussablagerungen sowie feinkörnigen äolischen Sedimenten sind auch im Bereich der Hessischen Senke mit ihren Nord – Süd verlaufenden Grabensystemen anzutreffen. Zwischen Bielefeld und Borgentreich wurden in Bohrungen rötliche und graue Sandsteine in Mächtigkeiten bis zu 270 m nachgewiesen.

>> Hoher Gesteinsabtrag im Wüstenklima >>

Die Rheinische Masse gehörte zur sedimentliefernden gebirgigen Umrahmung des Norddeutschen Beckens. Aus diesem nach Süden ansteigenden Hochland wurden

durch so genannte Schichtfluten große Gesteinsmengen – vorwiegend Karbon-Sedimente – beckenwärts transportiert. Es herrschte ein wüstenhaftes, trockenheißes Klima, in dem es selten regnete. Wenn jedoch Regenfälle einsetzten, dann in einem solchen Ausmaß, dass große Schuttströme mitgerissen wurden. Bevorzugte Transportwege zum Beckenzentrum dürften die im Zuge der spätvariszischen Bruchtektonik entstandenen Gräben und Tiefschollen gewesen sein, zum Beispiel die in der Hessischen Senke. Zum Abschluss der Rotliegend-Zeit hatte sich dann aus dem Senkungsraum ein flaches, mit feinkörnigen Sedimenten aufgefülltes kontinentales Becken entwickelt, das später mit dem Vorrücken des Zechstein-Meeres zu einem marinen Ablagerungsraum wurde.

Die erosionsfördernden Klimafaktoren und die hohe Reliefenergie in dieser ariden Zone führten insbesondere in der Anfangsphase der Oberrotliegend-Zeit zu vorwiegend grobkörnigen bis kiesigen Schüttungen vom Festland in das Meeresbecken. In Bohrungen bei Schieder und Herste fand man in Sandsteinen der tieferen Schichten des Oberrotliegend Gerölllagen, einzelne mittelkiesige Quarz- und Tongerölle sowie Tonflatschen. Im höheren Oberrotliegend überwiegen dann feinkörnige, durch den Wind transportierte, verfestigte Dünen-sande, die mit Mächtigkeiten zwischen 8 m (bei Detmold) und mehr als 80 m (bei Kalldorf) erbohrt wurden.

Sehr viel weiter als Sedimentgesteine sind jedoch andere klimatische Zeugen dieser Zeit im Weser- und Osnabrücker Bergland verbreitet. Das trockenheiße Klima des Rotliegend bewirkte eine intensive Verwitterung der Gesteine und damit einhergehend eine tief greifende Rotfärbung des Untergrundes. Ursache hierfür war die Verbindung von im Gestein enthaltenem Eisen mit Sauerstoff und die Verlagerung der Eisenverbindungen in tiefer liegende Schichtkomplexe. Karbonzeitliche Gesteine sind so in manchen Bohraufschlüssen von ihrer Oberfläche bis in mehrere hundert Meter Tiefe intensiv rot gefärbt.

Die Rotliegend-Sedimente sind fossilfrei. Die letzte Gewissheit der stratigrafischen Einstufung sowohl der Sedimentgesteine als auch der Rotverwitterung bleibt somit unsicher. Gleiche Klimaverhältnisse herrschten auch während der folgenden Zechstein-Zeit. Dabei bildet das im Weser- und Osnabrücker Bergland weit verbreitete Konglomerat des auf das Festland auflaufenden Zechstein-Meeres die lithologische Grenze des Rotliegend zum Zechstein.

Zechstein

Zwischen Schottland und Norwegen fanden etwa an der Wende Rotliegend-/Zechstein-Zeit Dehnungen der Erdkruste statt, die zu Einbrüchen und langsamen Senkungen der Festlandsgebiete führten. In der Folgezeit drang das nordeuropäische Borealmeer (Ur-Nordsee) weiter nach Süden und Südosten auf die absinkenden Randgebiete Mitteleuropas vor und folgte der Becken- und Schwellengliederung des nordwestdeutschen Raumes. Zwischen der während der Rotliegend-Zeit zu einem flachen Rumpfgebirge eingeebneten Rheinischen Masse und der Eichsfeld-Altmark-Schwelle erfolgte der Meeresvorstoß weit in die Hessische Senke hinein und schuf somit eine Verbindung bis in den süddeutschen Raum (Abb. 11).

Die westliche Küste der Hessischen Senke reichte etwa bis zur Linie Essentho – Lichtenau – Altenbeken – Schlangen. Dabei zeigen die Lagerungsverhältnisse am Ost-rand der Rheinischen Masse, dass diese in zahlreiche Buchten untergliedert war. Aber auch ihr äußerster Norden wurde randlich überflutet. Dort lag die Küstenlinie nur wenig südlich des Teutoburger Waldes.

Um den Festlandssockel der Rheinischen Masse entstanden Meeresbecken, die durch seichte Untiefen zeitweise vom offenen Ozean abgetrennt waren. Durch starke Verdunstung bei weiterhin trockenheißem Klima wurden die im Meerwasser gelösten Salze in abgeschnürten Becken bis zur

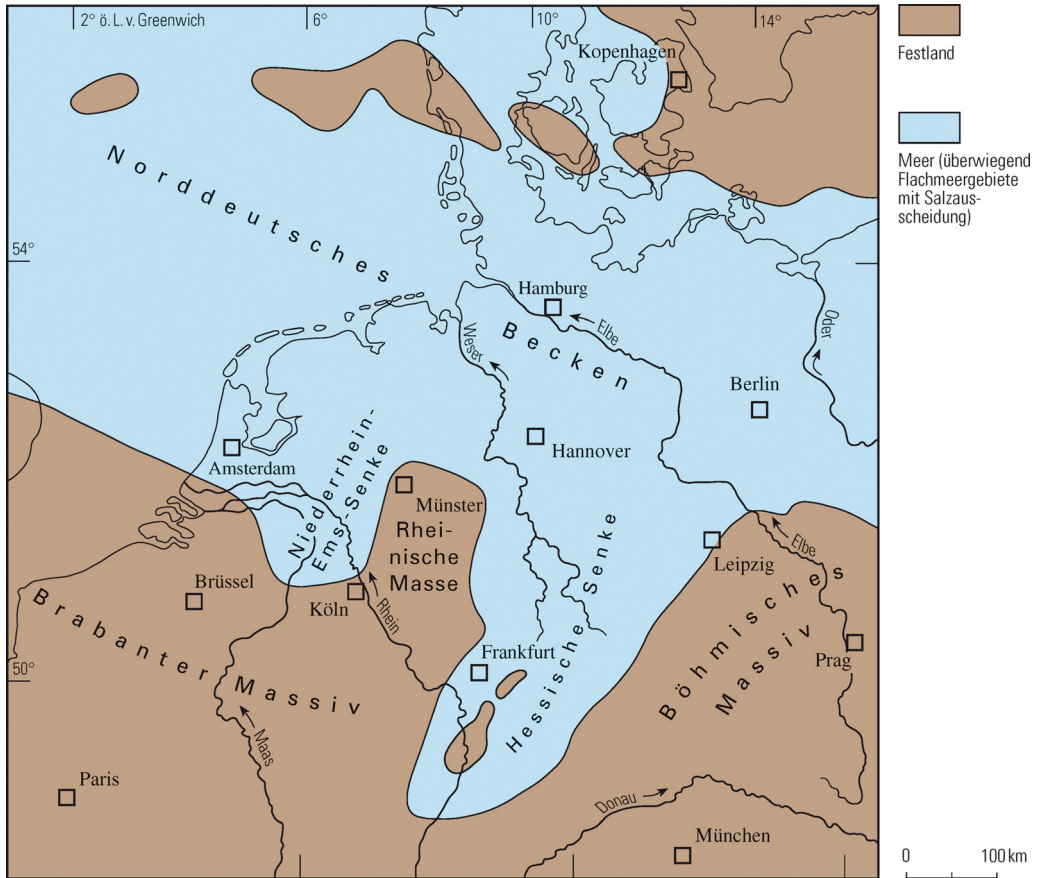


Abb. 11 Verteilung von Land und Meer zur Zechstein-Zeit

Übersättigung angereichert und schließlich in der Reihenfolge Karbonate – Anhydrit – Chloride ausgefällt. In zentralen Beckenbereichen haben sich nach jeweils erneuten frischen Salzwasserzuflüssen vergleichbare Sedimentationsvorgänge siebenmal abgespielt. Bedingt durch Schwankungen des Meeresspiegels, durch die Änderung der Salinität, durch Süßwasserzuflüsse oder durch Verlagerung der Meeresströmungen kann die Abscheidungsfolge aber auch unterbrochen sein, das heißt, einzelne Phasen der Folgen können ganz, andere nur regional fehlen. Ebenso unvollständig ausgebildet sind die zyklischen Folgen in Festlandsnähe.

Der vertikalen Ausscheidungsfolge entspricht eine horizontale Zonierung. So

schließen sich den zentralen Steinsalzablagerungen im Zentrum der Becken in Richtung auf das Festland hin zunächst sulfatische, dann karbonatische und schließlich klastische Schichten an. Die basalen tonig-sandigen Schüttungen erfolgten jeweils durch Wasser- oder Windtransport vom Beckenrand her.

Zechstein 1

>> Das Meer erobert das Festland <<

Unterhalb der Gesteine des Zechsteins 1 (Werra-Folge) ist ein Konglomerat weit verbreitet anzutreffen, das sich im Brandungsbereich des vorrückenden Meeres gebildet hat. Seine unterschiedliche Mächtigkeit von

wenigen Dezimetern bis zu 2 m und seine Verbreitung wurden von der Morphologie des damaligen Meeresgrundes bestimmt. Die Zusammensetzung dieses Brandungsschuttsediments ist vom unterlagernden Gestein abhängig. Es enthält aber überwiegend aufgearbeitete Sandsteine und Konglomerate der Oberkarbon-Zeit als gut gerundete Gerölle, die mit einem kalkigen Bindemittel zementiert sind.

Über dem „Zechstein“-Konglomerat (das stratigrafisch noch zum Rotliegend gerechnet wird) folgt ein bis zu 2,5 m mächtiger, fein geschichteter, bituminöser, schwarzer Mergeltonstein – der Kupferschiefer. Im Gegensatz zur namensgebenden Ausbildung dieser Schicht in der Gegend von Mansfeld (Unterharz), wo beispielsweise Kupfer-, Blei- und Zinkerze in wirtschaftlich rentablen Konzentrationen auftreten, kommen im Weser- und im Osnabrücker Bergland nur geringe Erzspreuren vor. Der Kupferschiefer entstand als Faulschlamm in einem strömungsarmen Meer, in dessen tieferen Be-

dort zunächst Kupfer aus, später auch Blei und Zink. In diesem Faulschlammmilieu wurden abgestorbene Tiere und Pflanzen nicht zersetzt, sodass im Kupferschiefer eine reiche und gut erhaltene Fauna und Flora überliefert ist (Abb. 12).

>> „Stinkende“ und „schaumige“ Ablagerungen vor Inseln und in Untiefen <<

Nach dieser Zeit einer schlechten Durchlüftung erfolgte wieder ein freierer Wasseraustausch. Die Tierwelt kehrte in das Meeresbecken zurück – es wurden nun chemische Sedimente (= Zechstein-Kalk) mit grauen und schwarzgrauen Kalk-, Mergelkalk-, Kalkmergel- und Dolomitsteinen abgelagert. Je nach paläogeografischer Situation ist dieser Zechstein-Kalk unterschiedlich entwickelt. Aus dem Tecklenburger Land sind Ablagerungsmächtigkeiten zwischen 8,5 und 40 m bekannt. Dabei spaltet der Zechstein-Kalk in einen bis 8 m dicken, grauen bis schwarzgrauen „Stinkkalk“ auf, der noch im schlecht durchlüfteten Wasser entstanden ist und einen erheblichen Bitumengehalt hat. Darüber folgt der etwa 30 m mächtige eisenschüssige „Zuschlagkalk“, der seinen Namen durch die Verwendung des Gesteins als Ergänzungsstoff bei der Eisenverhüttung erhielt. Weiter nach Osten sind Mächtigkeiten zwischen 34 m (bei Bielefeld und Detmold) sowie 3 m (bei Kalldorf) erhöht worden. Aus dem Raum



Abb. 12 *Protosaurus speneri* von MEYER aus dem Kupferschiefer (Zechstein) des Schafbergs bei Ibbenbüren

reichen es zu einem Sauerstoffdefizit kam. Ohne Sauerstoff lebende Bakterien reichten schwefelhaltige Gase an, indem sie zum Beispiel Sulfate zu Schwefelwasserstoff reduzierten. Verwitterungslösungen mit Kupfer und anderen Schwermetallen wurden von der Rheinischen Masse dem stagnierenden Wasser zugeführt. Durch den hohen Schwefelwasserstoffgehalt fiel

Lage/Lieme sind bis zum Zechstein 2 keinerlei Ablagerungen bekannt, woraus man schließt, dass sich dort zu dieser Zeit eine Insel befand.

Am Nord- und Ostrand der Rheinischen Masse ist der Zechstein-Kalk infolge der ehemals insel- und buchtenreichen Landschaft als kalkige und dolomitische Randfazies entwickelt. Seine Mächtigkeiten

schwanken dort erheblich. In Schwellenbereichen sind bis zu 20 m, in Senken bis 70 m Ablagerungen nachgewiesen. Im Marsberger Raum tritt ein bituminöser „Stinkkalk“ auf, in den zum Teil kupfermineralisierte Mergelsteine eingelagert sind. Das Hauptgestein ist aber ein Versteinerungen führender Rand- oder Schaumkalk, dessen hohe Porosität durch herausgelöste kugelförmige Körper aus Kalkstein oder Brauneisen verursacht wurde.

>> Salzlagune am Ostrand
der Rheinischen Masse <<

Abnehmender Wasseraustausch mit dem offenen Weltmeer führte in der weiteren Zechstein-1-Zeit zu einem Anstieg des Salzgehaltes und zum salinaren Sedimentationszyklus (Abb. 13). Das zunehmend lebensfeindliche Milieu ließ im Zechstein-Meer viele Tierarten aussterben. Zunächst wurde in einer unterschiedlich breiten Zone mäßig tiefen Wassers am Rand der Rheinischen Masse der Untere Werra-Anhydrit ausgefällt. Der am Beckenrand besonders mächtige so genannte Sulfatwall aus diesem Werra-Anhydrit erreicht westlich von Osnabrück 150 m, bei Rahden sind es noch 110 m. Zwischen diesen beiden Vorkommen verläuft die nordnordostwärts gerichtete Hunte-Schwelle. Zum Beckenzentrum hin erreicht der Untere Werra-Anhydrit nur noch Mächtigkeiten von etwa 18 m (bei Kalldorf) bis 40 m (bei Borgholz).

Den Höhepunkt der salinaren Sedimentation bildete die Ausscheidung des Werra-Steinsalzes. Diese erfolgte im Weser- und Osnabrücker Bergland in größerer Mächtigkeit jedoch nur in einer Nord – Süd gerichteten, bis zu 20 km breiten Zone zwischen der Warburger Börde und Hameln an der Weser. In diesem Binnenbecken ist das Steinsalz mit Mächtigkeiten zwischen 190 und 270 m nachgewiesen. Außerhalb dieser Vorkommen ist nur nordwestlich von Osnabrück (0,5 m) und bei Rahden (10,5 m) eine geringe Steinsalzführung in der Werra-Folge bekannt. Mit der Salzausfällung waren die morphologischen Relief-

unterschiede in der Hessischen Senke, die vor der ersten Überflutung bestanden hatten, weitgehend ausgeglichen.

Auf die Salzbildung folgt im gesamten Ablagerungsraum der Obere Werra-Anhydrit, der in dem Steinsalzbecken zwischen der Diemel und Hameln 25 – 40 m mächtig wird. In den übrigen Bereichen des Beckenrandes, wo primäres Steinsalz wahrscheinlich fehlt, treten der Untere und Obere Werra-Anhydrit als geschlossene Anhydritfolge (Anhydrit 1) zusammen auf.

Der Übergang zum nächsten Ablagerungszyklus ist durch einen europaweiten Meeressrückzug gekennzeichnet und wird am Ostrand der Rheinischen Masse bei Westheim durch den 0,5 – 2 m mächtigen Braunroten Salztön dokumentiert. Diese tonigen bis feinsandigen Ablagerungen, die als feine Trübe vom nahen Festland der Rheinischen Masse eingeschwemmt wurden, treten in Begleitung von rötlichen Kieselsäureknollenlagen (Karneole) auf, die auf Verhältnisse in einer von episodischer Durchfeuchtung gekennzeichneten Salz-Ton-Ebene (Sabkha) schließen lassen. Am übrigen Ostrand und auch am Nordrand der Rheinischen Masse ist der Braunrote Salztön nicht mehr ausgebildet. Man findet allenfalls noch seine Aufarbeitungsreste.

Zechstein 2

>> Kalk- und Salzschlämme
umsäumen das Festland <<

Der Zechstein 2 (Staßfurt-Folge) begann mit einem erneuten Meeresvorstoß über die Beckenränder, die jedoch weniger weit überflutet wurden als während des Zechsteins 1. Auch war die Sulfatausfällung in diesem zweiten Zechstein-Zyklus deutlich geringer. Die karbonatische Phase ist im Weser- und Osnabrücker Bergland mit dem 20 – 60 m mächtigen Hauptdolomit durchgehend entwickelt. Küstenwärts geht die Normalausbildung mitunter in zellige Brekzien, Kalkgerölle führende oder – nach deren Herauslösung – porig-löchrige Kalk-

steine über. Der Hauptdolomit kann Speichergestein für Kohlenwasserstoffe sein, die aus dem unterlagernden Steinkohlengebirge stammen. Er war daher Ziel zahlreicher Erkundungsbohrungen.

Auf den Hauptdolomit folgt der 10 – 30 m mächtige Basalanhydrit, der in einem breiten Wall die Hunte-Schwelle und das nordöstliche Festland bis über Minden und Schieder hinaus umgibt. Das Steinsalzbecken in der Hessischen Senke verflachte während der Staßfurt-Zeit, sodass bei Borgholz nur etwa 20 m mächtiges Steinsalz nachgewiesen ist. Zum Hauptbeckenzentrum hin ist dagegen bei Rahden eine Mächtigkeit von 85 m erbohrt worden. Küstenwärts schließt sich der Basalanhydrit mit dem sonst den Abschluss bildenden,

geschlossenen Anhydritfolge (Anhydrit 2) zusammen.

Das Ende des zweiten Zyklus ist durch einen erneuten Meeresrückzug gekennzeichnet. Vom Festland her wurde in dieser Phase fein- bis mittelkörniges Verwitterungsmaterial ins küstennahe Flachwasser transportiert. Im Weserbergland erreicht der sich daraus entwickelnde Graue Salzton mit seinen grauen, manchmal auch roten Tonsteinen und zum Teil sandigen Zwischenlagen bis zu 5 m Mächtigkeit.

Zechstein 3

>> Das Meer rückt weiter vor <<

Der dritte Meeresvorstoß (Leine-Folge) griff wieder etwas weiter auf das Festland der

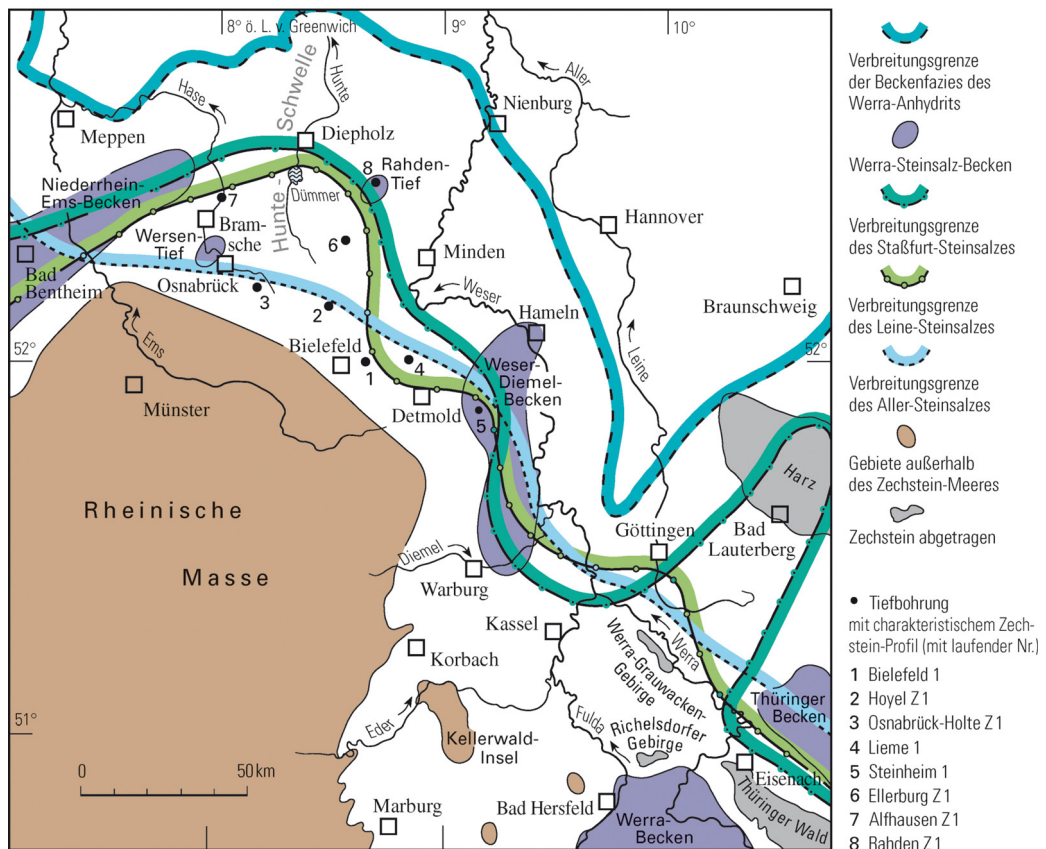


Abb. 13 Verbreitung der Steinsalze im Zechstein 1, 2, 3 und 4 und des Werra-Anhydrits (nach FABIAN 1957; KULICK et al. 1984; RICHTER-BERNBURG 1972, 1987; ROSENFELD 1978)

Rheinischen Masse über, obwohl die Wassertiefen insgesamt geringer waren als im Zechstein 2.

Die Überflutung führte zunächst zur Ablagerung des 10 – 35 m mächtigen Plattendolomits. Er umgibt die Rheinische Masse in einem breiten Saum und bildet mit seinen plattigen oder – durch die Einschaltung dünner toniger Lagen – auch fein gebankten Dolomitsteinen einen markanten Leit-horizont. Aufgrund seiner zum Teil stark bituminösen Ausbildung war der Plattendolomit Ziel verstärkter Bohrungstätigkeit auf Kohlenwasserstoffe. Im Norddeutschen Becken enthält er als Speichergestein mitunter reiche Erdgaslagerstätten.

Über dem Plattendolomit folgt im nordöstlichen Raum eine Anhydritfolge (Hauptanhydrit), die zwischen Borgholz und Bielefeld Mächtigkeiten von 10 – 40 m und bei Rahden 70 m erreicht. Zur festländischen Rheinischen Masse hin ist der Anhydrit durch tonige Einschaltungen verunreinigt. Westlich der Hunte-Schwelle, im Bereich westlich von Osnabrück, vertreten stellenweise anhydritische Dolomitsteine die höheren Ablagerungen der Leine-Folge. Eine genaue Abgrenzung mit Mächtigkeitsangaben lässt sich dort jedoch wegen fehlender Aufschlüsse und Bohrungen nicht vornehmen.

Die Ausscheidung von Leine-Steinsalz nach erneut nachlassender Zufuhr frischen Meerwassers ist nur östlich einer Linie Rahden – Herford – Lage – Schieder – Brakel bekannt. Die Salzmächtigkeiten betragen dort 50 – 135 m.

Im Verlauf der Leine-Folge vollzog sich der vollständige Reliefausgleich des Meeresbodens.

Steinsalz führende Tonsteine des Roten Salztons, wie sie in Bohrungen bei Borgholz und Rahden in Mächtigkeiten von 2 bis 5 m nachzuweisen sind, belegen das Ende des dritten Salinarzyklus. Diese feinkörnigen Sedimente sind wiederum Verwitterungsbildungen, die während der Rückzugsphase des Meeres vom Festland her eingeschwemmt wurden.

Zechstein 4

>> Letzter Meeresvorstoß in Ostwestfalen <<

Der vierte Zechstein-Zyklus (Aller-Folge) hat nur gering mächtige marine Sedimente hinterlassen. Der Meeresvorstoß führte zunächst zur Bildung von wenige Dezimeter bis zu 1,5 m mächtigem Anhydrit (Pegmatitanhydrit). Aller-Steinsalz ist etwa nördlich einer Linie Blomberg – Herford – Osnabrück vorhanden und hat damit auch die Hunte-Schwelle überdeckt. Bei Rahden ist 10,5 m mächtiges Steinsalz nachgewiesen. In den Randgebieten wurden festländische Sande und Tone abgelagert, die bei Schieder etwa 10,5 m mächtig sind.

Eine 3 m dicke Tonsteinfolge (Oberer Aller-Ton) über dem Aller-Anhydrit bei Borgholz gibt Hinweis auf einen erneuten Rückzug des Meeres auch aus diesem Bereich. Gleichzeitig mit der Aller-Folge endet die marine Überflutung von Teilen des Weser- und Osnabrücker Berglandes durch das Zechstein- Meer.

Zechstein 5 – 7

>> Bildungen am Meeresrand <<

Die drei Zechstein-Zyklen Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge sind nur noch im Zentrum des Norddeutschen Beckens – außerhalb des Weser- und Osnabrücker Berglandes – vollständig entwickelt. Aus der Hessischen Senke ist nur im Bereich des Sollings eine zusammenhängende Schichtenfolge überliefert. Im Weserbergland sind lediglich feine bis grobkörnige Ablagerungen einer festländisch geprägten Randfazies des jüngeren Zechstein-Meeres vorhanden. Es sind fluvial transportierte Verwitterungsbildungen der Rheinischen Masse. Die Sedimente sind aufgrund der exponierten Randlage gering mächtig ausgebildet beziehungsweise auch nur örtlich vorhanden. Die nachgewiesenen Vorkommen am Ostrand der Rheinischen Masse bestehen aus braunroten, grünlich grauen und bunten, fein- bis grobkörnigen Sand- und Tonsteinen mit Mächtigkeiten zwischen 45 und 60 m.

Im weiteren Verlauf der erdgeschichtlichen Entwicklung verhielten sich die Zechstein-Salinare einerseits als auslaugungsanfällige, andererseits als besonders mobile Gesteinspakete innerhalb der Schichtenfolge. Nach Auslaugung des Steinsalzes durch versickernde Niederschläge oder zirkulierendes Grundwasser entstanden ebenso Hohlräume im Untergrund wie auch durch die schwerkraftbedingte oder durch Gebirgsbewegungen ausgelöste Abwanderung von Steinsalz in Hochstrukturen. Die Hohlräume pausten sich durch nachbrechendes Gestein bis an die Geländeoberfläche durch. Die dabei entstehenden Senkungstrichter (= Subrosionssenken) wurden nachfolgend durch Lockergesteine weitgehend wieder eingeebnet.

Trias

(J. Farrenschon)

Mit dem Beginn der Trias-Zeit, die ihren Namen der deutlichen Dreiteilung ihrer Schichtenfolge verdankt, zeichnete sich das schon seit der Rotliegend-Zeit sichtbar gewordene Norddeutsche Becken mit seinen beiden Nebenbecken (Niederrhein-Ems- und Hessische Senke) zunehmend deutlicher als Sedimentationsraum ab. Die jeweiligen Beckenzentren sanken während dieser Zeit weiter ein, wodurch mächtige Sedimentstapel angehäuft wurden. Als Ursache dieser starken Absenkung wird die Abkühlung der mächtigen, zu Beginn der Perm-Zeit aufgedrungenen Vulkanite angesehen.

Gegenüber der Zechstein-Zeit griffen die Ablagerungen des Trias-Meeres nunmehr stärker auf die Rheinische Masse über; nur ihr südlicher Teil war Festland und somit Abtragungsgebiet und Sedimentlieferant. Gleichzeitig trat in der Trias-Zeit der nach Nordnordosten gerichtete halbinselartige Sporn der Rheinischen Masse, die Hunte-Schwelle, deutlicher als noch in der Zechstein-Zeit in Erscheinung. Auf dieser Schwellenregion wurden zu Beginn der Trias-Zeit nur wenige oder gar keine Sedi-

mente abgelagert, sodass dort aus diesem Abschnitt der Erdgeschichte nur reduzierte Schichtmächtigkeiten oder auch Schichtlücken überliefert sind.

Das Klima war subtropisch bis semiarid und wurde erst gegen Ende der Trias-Zeit kühler. Während im mittleren Abschnitt (Muschelkalk) marine Sedimente eines Schelfmeeres abgelagert wurden, sind der untere (Buntsandstein) und der obere Teil (Keuper) durch Sand- und Tonsteine einer ständig sich ändernden Wüsten-, Seen- und Flusslandschaft mit zeitweise lagunärem Einschlag geprägt. Sedimentgesteine der Trias-Zeit sind zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald in Restvorkommen, im Lipper Bergland sowie zwischen der Weser und dem Eggegebirge dagegen großflächig aufgeschlossen.

Buntsandstein

Mit dem Buntsandstein begann die Ausübung des zechsteinzeitlichen Lagunenmeeres. Der Ablagerungsraum im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes gliederte sich dabei in das nördliche Hauptbecken mit brackisch-marinem Milieu und randlich fluviatilen Einschüttungen sowie in eine von Seen durchsetzte Flussebene im Bereich der Hessischen Senke. Die Küste dürfte etwa entlang einer Linie Bocholt – Münster – Bielefeld – Bad Pyrmont verlaufen sein. Weiträumig verflochtene, nach Norden gerichtete Flusssysteme transportierten nach wolkenbruchartigen Regenfällen große Mengen von Gesteinsschutt aus den südlich anschließenden Festländern vor allem über die Hessische Senke in das Norddeutsche Becken (Abb. 14).

Unterer Buntsandstein

>> Die Rheinische Masse – eine wüstenhafte Halbinsel <<

Die Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins umgürten als Saum die gesamte Rheinische Masse vom Niederrhein bis

nach Ostwestfalen. Diese in Bohrungen nachgewiesenen, 130 – 270 m mächtigen Gesteine bestehen überwiegend aus einer Abfolge von Groß- und Kleinzyklen feinsandig und wenig mittelkörniger, braunroter Sandsteine mit Einschaltungen von Schluff- und Tonsteinen, die stellenweise auch anhydritisch sein können. Zum Beckenzentrum hin

unteren Abschnitt des Unteren Buntsandsteins (Calvörde-Folge) beginnen mit einem Basissandstein, der in ein zeitweilig trockenfallendes Flachwassergebiet geschüttet wurde. Seine Geröllführung deutet auf Einschwemmungen vom Rand der zu dieser Zeit wüstenhaften Rheinischen Masse hin. Der Basissandstein wird überlagert von

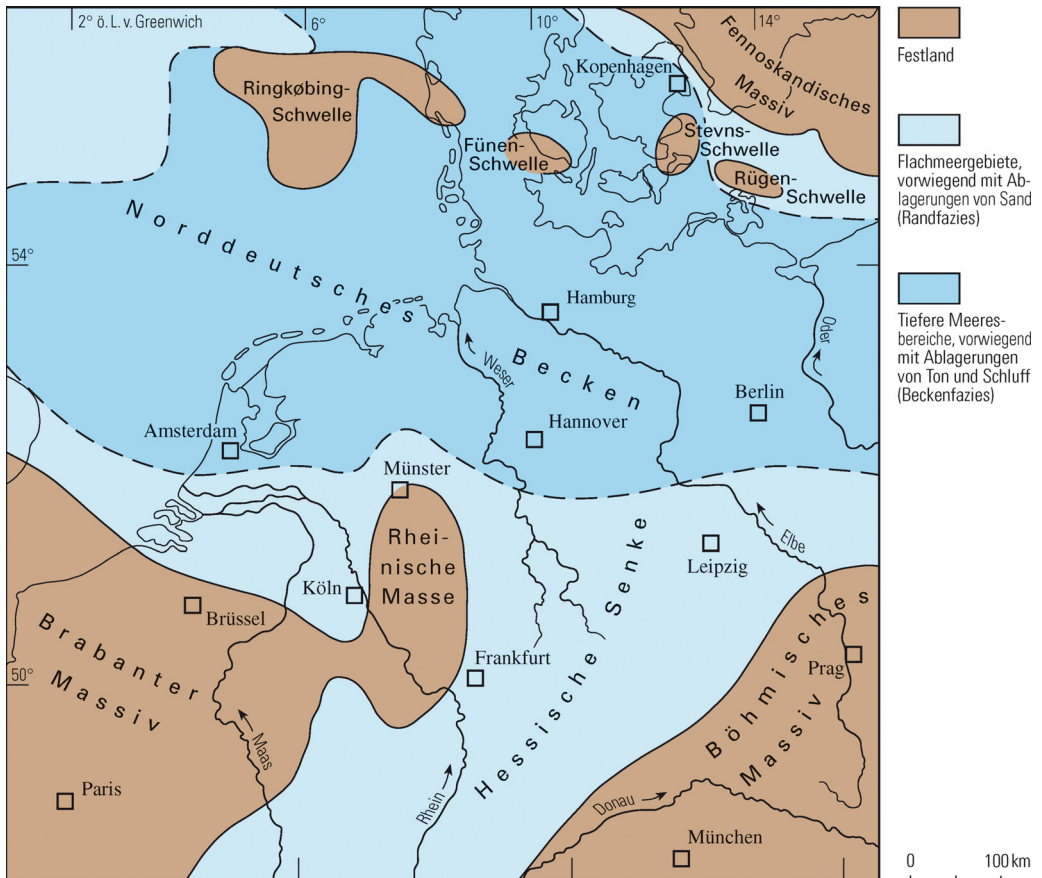


Abb. 14 Verteilung von Land und Meer zur Zeit des Unteren Buntsandsteins (nach PAUL 1982)

werden bis zur Landesgrenze etwa 360 m mächtige Ablagerungen vermutet. Dort, zum Beispiel bei Rahden, sind als Zeugen eines rein marinen Ablagerungsraumes Kalkoolithe mit sandigem Bindemittel, so genannte Rogensteine, eingeschaltet.

Die je nach Lage innerhalb des Sedimentationsraumes in ihrer Mächtigkeit stark schwankenden (20 – 190 m) Gesteine im

weitgehend porösen Sandsteinen, deren Hohlräume auf herausgelöste Kalkkügelchen zurückzuführen sind, sowie von gefalteten Schichten einer sandig-tonigen Wechselfolge. Die höheren Schichten des Unteren Buntsandsteins (Bernburg-Folge) wurden in 70 – 170 m Mächtigkeit erbahrt. Sie beginnen ebenfalls mit einem Basissandstein, der von einer mächtigen Wechsel-

folge rotbrauner, zum Teil poriger Sand- und Tonsteine überlagert wird. Den Abschluss bilden Fein- und Mittelsandsteine, die bereits in die zumeist gröber körnigen Mittleren-Buntsandstein-Schichten überleiten. In diesem Abschnitt treten insbesondere im Bereich der Hunte-Schwelle Schichtlücken auf oder es wurden Teile der bereits abgelagerten Schichtenfolge wieder abgetragen, bevor die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins sedimentiert wurden.

Mittlerer Buntsandstein

>> Das Festland beeinflusst die Sedimente <<

Auch zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins wurden die Sedimentationsbedingungen im Weser- und Osnabrücker Bergland durch das nahe Festland, insbesondere durch die Hunte-Schwelle, beeinflusst. So sind die beiden mittleren Folgen des Mittleren Buntsandsteins nur im tieferen Beckenbereich nachgewiesen, während mit Annäherung an den Schwellenbereich zunächst die höhere Hardegsen-Folge und dann auch die Detfurth-Folge fehlen. Sie wurden offenbar nicht sedimentiert oder aber vor Ablagerung der jüngsten Schichtenfolge (Solling-Folge) bereits wieder abgetragen. Die Solling-Folge liegt daher südlich eines Bogens von Münster über Rahden nach Lage direkt auf Schichten der Volpriehausen-Folge, die bei Osnabrück, im Bereich der Hunte-Schwelle, auch nicht mehr vorhanden ist; dort wird direkt Unterer Buntsandstein überdeckt.

Der Mittlere Buntsandstein wird aus drei lithologischen Großzyklen aufgebaut, die jeweils mit einem bindemittelarmen Sandstein beginnen und nach oben hin stetig toniger werden. Lediglich die vierte und jüngste Schichtenfolge weist keine zyklische Gliederung auf – sie besteht fast vollständig aus dickbankigen Sandsteinen. Die Ursache der Großzyklen liegt in langzeitigen, sich wiederholenden Hebungen und Senkungen des Ablagerungsraumes und in klimatischen Änderungen. Die Sedimente

entstanden als Flussabsätze in einem limnisch-brackischen Milieu, das zeitweilig durch äolische Einwehungen und marine Überflutungen unterbrochen wurde. Die größten Mächtigkeiten im Weser- und Osnabrücker Bergland sind bei Borgholz mit 500 m und bei Schieder mit 310 m erbohrt worden. Entsprechend der randlichen Lage zur Hunte-Schwelle und den damit verbundenen Schichtausfällen sind die Mächtigkeiten bei Bielefeld (175 m), Rahden (150 m) und westlich von Osnabrück (ca. 100 m) deutlich reduziert.

Die im Raum Schieder/Borgholz nahezu vollständig erhalten gebliebenen Schichtenfolgen des Mittleren Buntsandsteins mit rotbraunen, violetten und weißen, zum Teil kalkigen, überwiegend mittel- und feinkörnigen Sandsteinen sowie Schluff- und Tonsteineinschlüssen beinhalten in der 100 bis 170 m mächtigen Volpriehausen-Folge Ablagerungen von Flüssen, Seen und aus dem Gezeitenbereich. Auf einen stark ablandenden, fein- bis grobkörnigen Basis-sandstein folgt eine mächtige Wechselfolge von Sand-, Schluff- und Tonsteinen. Den Abschluss bilden Fein- und Mittelsandsteine mit reicher Fossilführung. Dort können die Muschel *Avicula*, Schalen von Estherien (Kleinkrebse) und Spuren von Limuliden (Pfeilschwanzkrebse) auftreten.

Die bis zu 100 m mächtigen Sedimente der Detfurth-Folge sind im Betrachtungsraum küstennahe Ablagerungen. Es dominieren hier Sande, die durch den Wind transportiert wurden. Zeitweilige fluviatile sowie einzelne limnische oder – zum Beckenzentrum hin – möglicherweise auch brackisch-marine Einschaltungen können vorkommen. Die Schichtenfolge beginnt mit einem bindemittelarmen, fein- und mittelkörnigen, hellen Sandstein. Darüber folgt eine Sandstein/Tonstein-Wechsellagerung, den Abschluss bildet eine schluffig-tonige Abfolge.

Während der Ablagerung der Hardegsen-Folge erreichte die Halbinsel der Rheinischen Masse ihre maximale Ausdehnung innerhalb der Buntsandstein-Zeit und blieb sedimentationsfrei. Die dagegen im Weser- und Osnabrücker Bergland in den Senken-

bereichen mit bis zu 140 m Mächtigkeit nachgewiesenen Schichten beginnen mit einer kompakten, überwiegend mittelkörnigen, hellrötlichen Sandsteinsfolge. Auch in der sie überlagernden Wechselfolge herrschen Sandsteine vor, die stellenweise löchrig sind oder in die sich Tongerölle eingeschaltet haben. Vermehrt treten quarzementierte Sandsteine auf.

Während der Solling-Folge wurde auch der breite Saum der Rheinischen Masse – einschließlich der Hunte-Schwelle – schließlich wieder mit 70 – 100 m mächtigen Sedimenten überdeckt. Diese Entwicklung wird sowohl durch einen klimatisch bedingten Meeresspiegelanstieg als auch durch Bodensenkungen im Zuge von Gebirgsbewegungen erklärt.

Mit einer Schichtenlücke im Schwellenbereich lagert der Basissandstein auf älteren Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins. Er ist durch eine starke Geröllführung und seine raue, zum Teil löchrige Oberfläche erkennbar. Zudem bildet er im Gelände markante Klippen. Ihn überlagern dickbankige, fein- und mittelkörnige Sandsteine (Taf. 1). Diese können, wenn sie quarzementiert sind, recht hart sein, häufiger jedoch sind sie kalkhaltig und dann recht mürbe. Sie zeigen zum Teil Sedimentstrukturen, aus denen man die Fließrichtungen der damals nordwärts gerichteten Flussläufe erkennen kann. Ton- und Schluffsteinlagen treten nur vereinzelt auf. Bemerkenswert sind Vorkommen von Wirbeltierfährten (Amphibien und Reptilien) in Sandsteinen westlich von Bad Karlshafen.

Den Übergang zum Oberen Buntsandstein bilden Sandsteine mit einem höheren Ton- und Schluffsteinanteil als in den tieferen Abschnitten der Solling-Folge. Diese Ablagerungen wurden in einer Zeit mit vorherrschender Wasserbedeckung und nur gelegentlichem Trockenfallen sedimentiert. Zum Teil grobkörnige, Gerölle und Muschelreste führende Sandsteine im Raum Marsberg/Warburg dokumentieren aber auch einen Ablagerungsraum, der bereits im Brandungsbereich des vorrückenden Meeres lag.

Oberer Buntsandstein

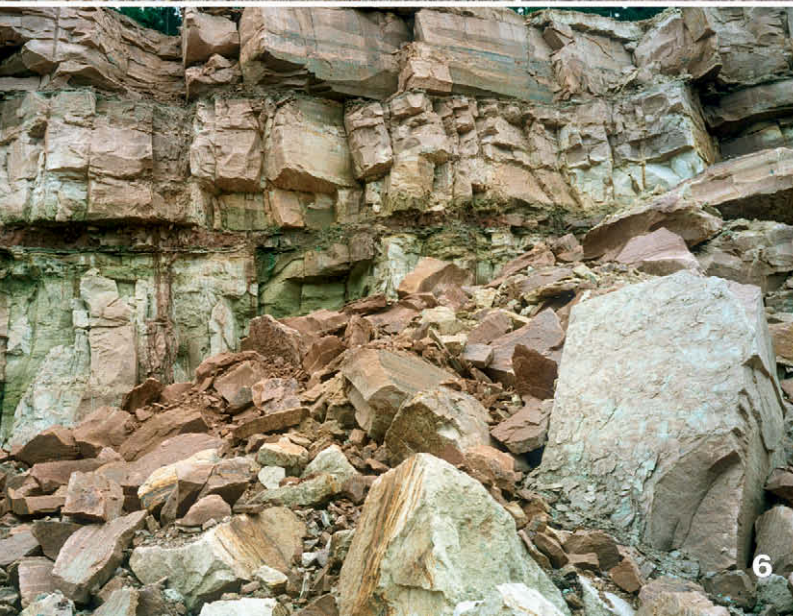
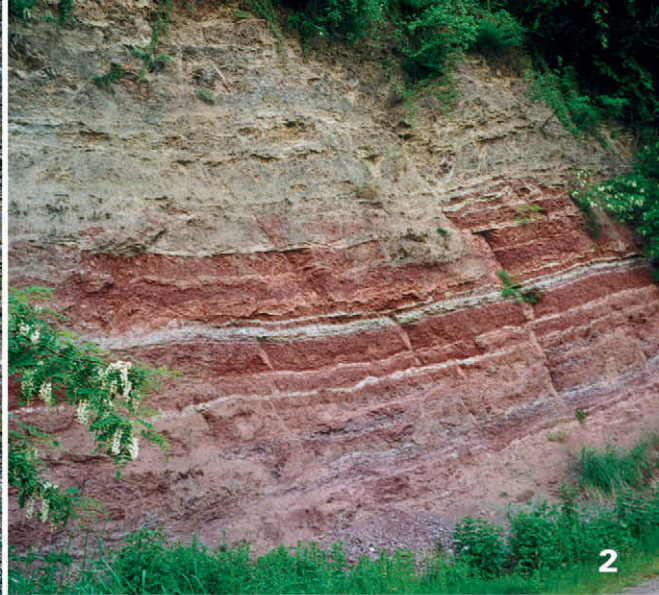
>> Das Meer
erobert verlorenes Terrain zurück <<

Im Oberen Buntsandstein (Röt) schwächte sich die Hebungstendenz der sedimentliefernden Hochgebiete offenbar ab. In der nordöstlichen Umrandung der Rheinischen Masse sind daher aus diesem Zeitabschnitt vorherrschend feinkörnige, rotbraune Ton- und Schluffsteine mit anhydritischen Bänken und tonigen Sandsteinen überliefert. Sie gehören zum Ablagerungsraum einer salinaren Randfazies und entstanden in einem noch relativ flachen, weitgehend reliefarmen und gezeitenfreien marinen Stillwasserbereich, der stellenweise kleinere deltaische Schüttungen aufnahm. Je nach Lage zum Beckentiefsten betragen die Röt-Mächtigkeiten zum Beispiel bei Mettingen 50 bis 100 m, bei Schieder 190 m und bei Borgholz in der Hessischen Senke bis zu 265 m.

Zum Beckenzentrum hin enthält der untere Teil des Oberen Buntsandsteins salinare Bildungen wie Gips und Anhydrit; im Senkentiefsten tritt auch Steinsalz auf, das durch Eindampfung im ausgeprägt ariden Klima entstand. Röt-Steinsalz wurde jenseits der Linie Hopsten – Damme – Bielefeld – Schieder – Peckelsheim – Beverungen ausgeschieden. Die Mächtigkeiten werden westlich von Hopsten auf etwa 200 m geschätzt; in verschiedenen Bohrungen im Weserbergland wurde etwa 100 m (bei Rahden), 60 m (bei Bielefeld), 30 m (bei Kall-

Bildtafel 1 Gesteine der Trias-Zeit

- 1: Ceratiten-Schichten (Oberen Muschelkalk), Steinbruch Gretberg nördlich von Detmold
- 2: Rote Wand im Liegenden des Steinmergelkeupers (Mittlerer Keuper), Wesersteilhang nördlich von Polle
- 3: harte Bänke im Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper), am Piepenkopf nördöstlich von Lemgo
- 4: Untere Bunte Mergel des Gipskeupers (Mittlerer Keuper), Böschung im Niesetal in Lothe
- 5: Gesteinsplatte aus dem Trochitenkalk (Oberer Muschelkalk) mit Resten der Seelilie *Encrinurus liliiformis* LAMARCK
- 6: Karlshafen-Schichten der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein), Steinbruch am Klusberg bei Scherfede
- 7: Hauptsandstein (Oberer Keuper) an der Windmühle in Exter-Heideholz



dorf), 20 m (bei Lieme) und 8,5 m (bei Detmold) mächtiges Steinsalz nachgewiesen. Die nachfolgende Auslaugung dieser Gips- und Steinsalzlager durch zirkulierendes Grundwasser im Verlauf der Erdgeschichte ließ im Festgesteinsuntergrund zahlreiche Hohlräume entstehen, die durch Nachsacken der darüber lagernden Gesteinsschichten an der Geländeoberfläche Erdfälle oder weiträumige Senken zur Folge hatten.

Die relativ eintönigen Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins werden allgemein nach der jeweils vorherrschenden Farbe in vier Abschnitte untergliedert, wobei die Abgrenzungen jedoch unscharf sind. Von den älteren zu den jüngeren Schichten gibt es eine Graue, eine Bunte, eine Rotbraune und eine Grauviolette Folge (Röt 1 – 4). Diese Gliederung ist im Weser- und Osnabrücker Bergland nur im Bereich der Hessischen Senke möglich.

Im obersten Teil der Schichtenfolge verstärkt sich in Verbindung mit dem allmählichen Vorrücken des Meeres nach Süden die karbonatische Ausbildung der Ablagerungen durch Dolomit- und Kalksteineinschaltungen. Kurz vor Ende der Buntsandstein-Zeit drang das Meer entlang von Grabeneinbrüchen schließlich auch von Südosten her durch die Oberschlesische und durch die Ostkarpatische Pforte (im heutigen Süd- bzw. Südostpolen) nach Mitteleuropa vor, wodurch es zu einer Verbindung zwischen dem südlichen, weltweiten Ozean – der Tethys – und dem Mitteleuropäischen Becken kam.

Muschelkalk

Am Ende der Buntsandstein-Ära war offenbar die Erdoberfläche so weit eingeebnet, dass das Meer der Muschelkalk-Zeit weit auf den Block der Rheinischen Masse vorstoßen konnte, ohne besondere Aufarbeitungsbildungen (Konglomeratbänke) zu hinterlassen. Während am Niederrhein viele Gesteine des Oberen und Mittleren Muschelkalks bereits während der Keuper-Zeit wieder abgetragen waren, sind im Weser-

und Osnabrücker Bergland die Muschelkalk-Ablagerungen durchweg vollständig überliefert. Die Verbreitungsgrenze des Muschelkalks reicht am Nordostrand der Rheinischen Masse bis etwa zu einer Linie, die von Ladbergen über Halle, Augustdorf, Kohlstädt nach Herbram verläuft. Oberflächenvorkommen sind im Nordwesten des Weserberglandes nur auf schmale Ausstriche beschränkt. Von Dissen bis Scherfede an der Diemel gibt es dagegen am Rand des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges eine fast durchgehende Muschelkalk-Zone. Die größte zusammenhängende Verbreitung liegt auf der Brakeler Muschelkalk-Schwelle im Oberwälder Land.

In der Muschelkalk-Zeit war das Mitteleuropäische Becken ein flaches, warmes Binnenmeer, in dem Kalk-, Dolomit- und Tongesteine in unterschiedlicher Dominanz sedimentiert wurden. Zeitweilige festländische Einflüsse sind durch eingeschwemmten roten Detritus dokumentiert. Die größten Mächtigkeiten der Muschelkalk-Ablagerungen liegen im Tecklenburger Land bei 150 – 175 m, im Raum Bielefeld bei 190 m, im Lipper Bergland bei 225 – 240 m und im Warburger Raum bei bis zu 250 m.

Unterer Muschelkalk

>> Ein warmes Flachmeer voller Leben <<

Die Ablagerungen des Unteren Muschelkalks sind mit ihren sich mehrfach wiederholenden Konglomeratbänken und Schilllagen, kristallinen und dichten, unebenflächigen Kalksteinen sowie Mergel- und Gelbkalksteinen typische Sedimente eines bewegten, zeitweise schwach übersalzten Flachmeeres. Ursachen des zyklischen Wechsels sind Gebirgsbewegungen und Salinitätsschwankungen durch unterschiedliche Meerwasserzuflüsse. Die flächenhafte Verbreitung gut verfolgbarer Leithorizonte von festen oolithischen Kalksteinen (Oolithbänke), Bruchschill führenden Kalksteinen (Terebratelbänke) oder durch Auflösung der Kalkoide sekundär porösen („schaumigen“) Kalksteinen (Schaumkalkbänke) wei-

sen auf einen sehr einheitlichen Sedimentationsraum hin. Mit Annäherung an die Hunte-Schwelle dünnen diese Leithorizonte jedoch aus. Im Osnabrücker Bergland kommen auch Sedimentationslücken vor.

Durch die zur Unteren-Muschelkalk-Zeit bestehende Meeresverbindung zur Tethys wanderte eine individuenreiche, jedoch recht artenarme Muschel- und Brachiopodenfauna in das Nebenbecken ein. Dazu erkennt man zahlreiche deutlich U-förmige Lebensspuren (*Rhizocorallium*), verursacht von im unverfestigten Kalkschlamm lebenden Würmern. Die Mächtigkeit der Ablagerungen liegt zwischen 80 und 130 m.

Mittlerer Muschelkalk

>> Ein Binnenmeer voller Salz <<

Schwankungen im Wasseraustausch mit dem offenen Ozean (Tethys) und die Abschnürung des Norddeutschen Beckens im mittleren Teil der Muschelkalk-Zeit führten zu lagunären Verhältnissen und zu einer starken Übersalzung des Binnenmeeres. Bei heißem und trockenem Klima kam es zur wiederholten Ausscheidung von Anhydrit und Steinsalz in den Beckenzentren. So wurde zum Beispiel nordwestlich von Lübbecke bis zu 100 m, bei Rahden 57 m und nördlich von Rheine 20 m mächtiges Salz erbohrt. Die Grenze der Steinsalzverbreitung liegt im Weser- und Osnabrücker Bergland nördlich der Linie Veltheim – Lübbecke – Hunteburg. Im Osnabrücker und Tecklenburger Land sind keine Salzvorkommen bekannt; erst nördlich von Rheine ist das Muschelkalk-Salinar wieder nachgewiesen. In den oberflächennahen Gesteinsschichten wurden die Gips- und Salzvorkommen bis heute weitgehend ausgelaugt, sodass oft nur Residualsedimente (= unlösliches Rückstandsgestein), zum Teil in schmalen Geländesenken oder auch in Erdfällen, als Zeugnisse erhalten blieben, wie etwa auf der Brakeler Muschelkalk-Schwelle.

In einem breiten Saum um die Rheinische Masse herum dominieren tonig-dolomiti-

sche Karbonatgesteine. Einschaltungen von roten Tonsteinen markieren den unmittelbaren Randbereich. Rotes Verwitterungsmaterial wurde aber auch bis in die Räume Osnabrück und Vlotho transportiert. Fossilien sind in einem übersalzten Milieu, das dem des Toten Meeres entspricht, kaum zu erwarten. Während im Hauptsenkungszentrum Mächtigkeiten bis zu 200 m Mittlerer Muschelkalk vorkommen, sind es im Tecklenburger Land noch bis zu 70 m, im Raum Osnabrück lediglich 25 – 30 m, im Lipper Bergland und im Oberwälder Land wieder 50 – 70 m.

Oberer Muschelkalk

>> Frische Meeresströme bringen neues Leben <<

Mit Beginn der Oberen-Muschelkalk-Zeit drang erneut frisches Meerwasser der Tethys über die Burgundische Pforte im Bereich des heutigen Hochrheins und des Rhônétals in das Mitteleuropäische Becken ein und erfüllte zunächst seine tieferen Teile. In den Randzonen der Rheinischen Masse, in denen weiterhin lagunäre Verhältnisse andauerten, lagerten sich gelbe dolomitische Kalksteine ab. Mit dem Anstieg des Meeresspiegels verwandelte sich aber auch dieser Bereich in eine Flachmeerzone. Das strömungsbewegte Wasser bot dabei optimale Lebensbedingungen für Stachelhäuter der Klasse *Crinoidea* (Seeilien, Taf. 1), die mit ihren bis zu 1,5 m langen Stielen in der Regel fest am Meeresboden verankert waren. Ihre Stielglieder, die Trochiten, bauen zusammen mit anderen Schalentrümmern die 9 – 15 m mächtigen, dickbankigen, grobspätigen bis feinkristallinen Kalksteine des nach ihnen benannten Trochitenkalks auf.

Mit dem Übergang zu vollmarinen Verhältnissen stellten sich auch günstige Lebensbedingungen für die zu den Ammonoideen gehörenden Tintenfische der Ordnung *Ceratites* ein (Abb. 15). Sie sind ideale Leitfossilien der im Osnabrücker Raum 25 – 30 m, im Lipper Bergland 50 – 60 m mächtigen



Abb. 15 *Ceratites (Acanthoceratites) spinosus* PHILIPPI ein wichtiges Leitfossil aus dem Oberen Muschelkalk

Wechselfolge dünnbankiger Kalk-, Mergelkalk- und Tonmergelsteine (Taf. 1). Innerhalb der Ceratiten-Schichten findet man einen 2,5 – 10 m mächtigen Trochitenkalkstein, der dem älteren Trochitenkalk ähnelt. Er setzt sich vom Diemeltal in der Hessischen Senke bis in den Raum südlich von Osnabrück fort und zeichnet den Randbereich des Ablagerungsraumes vor der Rheinischen Masse nach. Die Außengrenze dieser zweiten Trochitenkalkzone verläuft entlang der Weser über Höxter, Schieder, Lemgo und Melle bis Osnabrück.

Bereits während der Ablagerung der Ceratiten-Schichten begann ein erneuter Meeresrückzug. Von den Außenrändern zum Beckenzentrum hin stellten sich kontinuierlich fortschreitend lagunäre Verhältnisse ein. Dolomitsteine, dolomitische Tonmergelsteine, teilweise aber auch schon Tonsteine mit sandigen Einschaltungen sind Vorboten einer küstennahen Delta- bildung, die für den Beginn der nachfolgenden Keuper-Zeit charakteristisch ist. Die Obergrenze des Muschelkalks ist im Weser- und Osnabrücker Bergland nach moderner stratigrafischer Auffassung eine Faziesgrenze, die schräg durch die Ammonitenzonen der Ceratiten-Schichten in den Unteren Keuper hinein verläuft.

Keuper

In der Keuper-Zeit ging aufgrund einer allgemeinen Hebungstendenz der Meeres- einfluss deutlich zurück. Das Mitteleuropä- ische Becken verflachte und wurde zeitwei- se zum Ablagerungsraum von Sedimenten aus Flüssen, Seen und Großlagunen. Schon geringe Bewegungen der Erdkruste riefen unter diesen Bedingungen weitflä- chig wirksame Veränderungen hervor. Die Niederrhein-Ems-Senke verlandete und die Rheinische Masse verband sich mit der Ostholländischen Trias-Platte zu einem gro- ßen Schwellengebiet. Fehlender Wasser- austausch mit dem Weltmeer führte zeit- weilig bei trockenheißem Klima zur Aus- scheidung von Sulfatgesteinen. Fluviale Schuttströme drangen in wiederholten Schüben vom nordöstlichen Festland des Baltischen Schildes in das Becken vor und breiteten ausgedehnte, in Rinnen und Tälern zum Teil mächtige Sandsteindecken aus. Erst gegen Ende der Keuper-Zeit kehrte das Meer in das Mitteleuropäische Becken zurück. Die vorwiegend festländi- schen, im Weser- und Osnabrücker Berg- land bis zu 400 m mächtigen Keuper-Abla- gerungen bestehen aus einer Folge von Ton- und Schluffsteinen mit eingeschalteten Sandsteinen, Dolomitsteinen und Gipsla- gen oder deren Rückstandsgesteinen.

Unterer Keuper

>> Stille Wasser, große Flüsse,
mächtige Deltasysteme <<

Zur Unteren-Keuper-Zeit bildete sich auf- grund von Süßwasserzufuhr aus nördlicher Richtung zunehmend ein seichtes Brack- wassermilieu. Die 30 – 50 m mächtigen Ab- lagerungen dieses Zeitabschnitts bestehen aus bunten, roten und grauen Ton- und Tonmergelsteinen mit im küstennahen Meer entstandenen Dolomitsteinen und sich wiederholenden Einschaltungen von festländischem, sandigem Verwitterungs- schutt. Durch zusammengeschwemmte und eingebettete Pflanzenreste kam es auch zur Bildung von tonig verunreinigten Kohlenflözchen („Lettenkohlenkeuper“).

Die geschlossenste Sandschüttung stellt der bei Borgentreich im Bereich der Hessischen Senke bis zu 25 m mächtige Hauptlettenkohlsandstein dar. Die meist violettroten, fein- bis grobkörnigen Sandsteine zeigen Strukturen rascher, unruhiger Ablagerung. Herkunftsgebiet der Sande ist der baltoskandinavische Raum. Von dort trugen große Flüsse in einem verzweigten Delta Sedimentpartikel mit sich und lagerten sie im Mündungsbereich der Ströme oder, bei nachlassender Transportkraft, in den Flusstälern ab. Zwischen den Flussarmen liegende Stillwasserbereiche sind durch vorwiegend tonige Sandsteinfolgen dokumentiert.

Gegen Ende des Unteren Keupers kehrte das Meer aus dem Tethysgebiet kurzzeitig über die Burgundische Pforte in das Mitteleuropäische Becken zurück. Dabei wurden gelbbraune Dolomitsteine und bunte Tonmergelsteine abgelagert. In der Schwellenregion des Osnabrücker Raumes findet man als jüngste Ablagerungen eine Abfolge braunroter, dolomitischer Ton- und Mergelsteine mit mehreren Sandsteinlagen.

Mittlerer Keuper

>> Großlagunen im Wüstenklima <<

Aufgrund des wüstenhaft trockenen Klimas und eines geringen Wasseraustauschs mit dem Weltmeer wurden die Gesteine in der beginnenden Mittleren-Keuper-Zeit in einer oft trockenfallenden Großlagune abgelagert. Innerhalb des flachen, übersalzten Beckens kam es zur Bildung von Sulfatlagern mit Anhydrit und Gips inmitten von rotbunten und grauen, zum Teil dolomitischen Ton- und Schluffsteinfolgen („Gipskeuper“). Die Rotfärbung der Sedimente, knollige Gipskrusten sowie Trockenrisse sind Zeichen längerer Trockenheit.

Charakteristische Merkmale der Ablagerungen sind Einschaltungen verkieselter Steinmergelbänke und knolliger, brekziöser, zum Teil auch drusiger Lagen – vorwiegend aus Kalzit – als Rückstandsgesteine

der ehemaligen Sulfatvorkommen. In Oberflächennähe unterliegt der Gips intensiver, noch fortdauernder Auslaugung, die sich in zahlreichen Erdfällen an der Geländeoberfläche bemerkbar macht. Die Mächtigkeiten der Ablagerungen betragen in der Hessischen Senke 100 – 140 m und im Raum Herford/Bielefeld 160 – 190 m. Mit Annäherung an die Rheinische Masse kommt es im Osnabrücker und Tecklenburger Land zu Schichtausfällen; dort wurden nur Mächtigkeiten von wenigen Metern bis maximal 75 m nachgewiesen.

Am Ende der Gipskeuper-Zeit setzten verstärkte tektonische Bewegungen ein, die zur Heraushebung der fennoskandisch-russischen Landmasse sowie zur Kippung dieser Scholle nach Süden führten. Diese Vorgänge bewirkten eine Verstärkung der Sediment- und Süßwasserzufuhr durch große, zopfartig verzweigte Flusssysteme, deren Stromrinnen das Norddeutsche Becken in Nord-Süd-Richtung querten und wohl auch den Beckenrand der Tethys erreichten. Durch vielfache Verlagerungen der Flussläufe, gesteuert durch Hebungen und Senkungen des Bodens, veränderte sich das geografische Muster der Flussnetze und es entstanden breit eingeschnittene Stromtäler, die sich zum Teil gegenseitig kreuzten.

In den Stromrinnen lagerten sich auf einer Breite von mehreren Kilometern bis zu 30 m mächtige graue und violettrote, dickbankige Fein- und Mittelsandsteine ab, die zum Teil kohlige Reste von Schachtelhalmen auf ihren Schichtflächen führen („Schilfsandstein“) und sich meist erosiv in den liegenden Gipskeuper eingeschnitten haben. Zwischen den Sandsteinsträngen treten weitaus geringer mächtige, tonige, schluffige und schwach sandige Lagen auf, die bei Hochwasser über die flachen Uferdämme gespült wurden und in lagunären bis limnischen Stillwasserbereichen oder direkt zwischen den Flussläufen sedimentierten. Schilfsandstein als Stromrinnenbildung baut etwa zwischen Vlotho und dem Köterberg markante Höhenrücken auf und wurde früher in zahlreichen

Steinbrüchen als Baustein gewonnen (Abb. 16).

Besonders ruhige Sedimentationsbedingungen bei fehlendem Wasseraustausch mit der südlichen Tethys schufen wieder vergleichbare Verhältnisse wie zu Beginn der Mittleren-Keuper-Zeit. Trockenes bis wüstenhaftes Klima war dann auch die äußere Bedingung, unter der 10 – 30 m, bei

Rahden auch 40 m mächtige, tiefrohe, in trockenem Zustand charakteristisch ziegelrote Ton- und Mergeltonsteine („Rote Wand“; s. auch Taf. 1) entstanden. Sie enthalten kalzitische Rückstandslagen durch die Auslaugung ursprünglicher Gipseinschlaltungen und weisen damit auf die Ablagerung in abgeschnürten, übersalzenen Meeresbecken, also in Lagunen, hin.

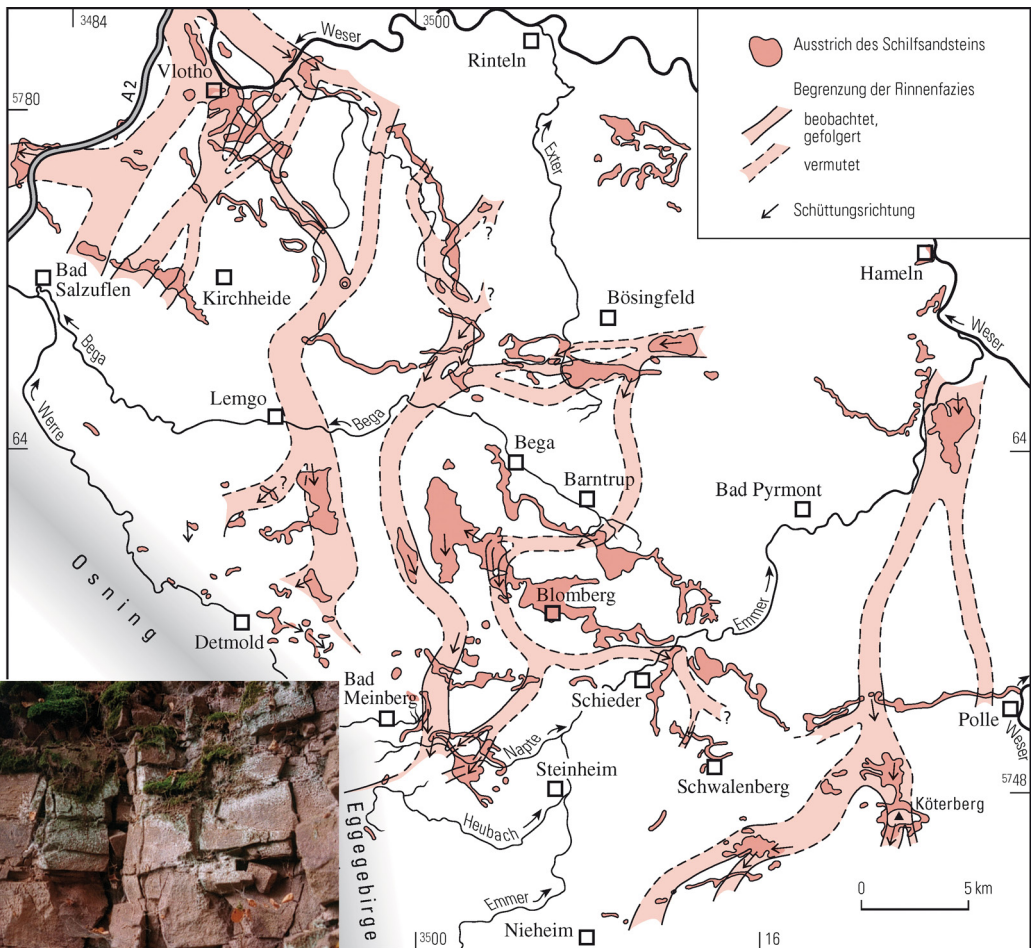


Abb. 16

- ▲ Rinnenfazies des Schilfsandsteins im Weser- und Osnabrücker Bergland (nach KRUCK & WOLFF 1975)
- ◀ Typische Gesteinsausbildung des Schilfsandsteins in Rinnenfazies im Steinbruch der Fa. Obolith Steinwerke, Vlotho

Im jüngsten Zeitabschnitt des Mittleren Keupers entsprach der Ablagerungsraum weitgehend dem der Gipskeuper-Zeit. Bei trockenem, heißem Klima gelangte durch Flusstransport feinkörniger Verwitterungsschutt von der Rheinischen Masse in das flache Meeresbecken. Zu Beginn wurde das Binnenmeer nur noch episodisch zu einer Großlagune, wie Gipslagen und -knollen oder deren Rückstandsgesteine in der unteren Gesteinsabfolge belegen.

Die Hauptgesteinsart sind feste, braunrote und graue Ton- bis Tonmergelsteine, denen harte, dolomitisch-kieselige Tonsteine („Steinmergel“, Taf. 1) eingelagert sind. Bestimmte Steinmergelleitbänke lassen sich durch das ganze Weser- und Osnabrücker Bergland verfolgen.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen erreicht im Raum Lippe/ Herford 60 – 75 m und geht bis in das Gebiet um Osnabrück auf 20 bis 30 m zurück. Dort treten als Folge schwacher Gebirgsbewegungen auch Schichtlücken im Steinmergelkeuper auf. In der Borgentreicher Mulde ist der Steinmergelkeuper gänzlich abgetragen. Fossilien führende Steinmergelbänke sowie auch dünnblättrige, dunkelgraue Tonsteinlagen deuten das Ende der lebensfeindlichen „Gipskeuper-Ära“ gegen Ende der Mittleren-Keuper-Zeit an.

Oberer Keuper

>> Das Meer kehrt zurück
und es wird kühler <<

Zu Beginn der Oberen-Keuper-Zeit erfolgten in einem von Flüssen und Seen geprägten Milieu zunächst noch Sandschüttungen aus Südosten vom so genannten Vindelizischen Festland her. Schließlich erfasste aber ein Absenkungsprozess weite Teile des Ablagerungsraumes und es konnten sowohl die Tethys aus südlicher Richtung als auch erstmals das nordeuropäische Borealmeer durch die Irische Pforte im Nordwesten in den mitteleuropäischen Raum eindringen. Im Nordwesten des Weserberglandes erfolgten mehrere Gebirgsbewegun-

gen nacheinander, sodass die Meeresvorstöße und damit ihre Ablagerungen auf verschieden alten Stufen des Keupers lagern. In der Borgentreicher Mulde sind Sedimentgesteine dieser Zeit lediglich als verstürzte Blöcke in Einbruchstrukturen erhalten.

In den ertrinkenden Tälern und Senken lagerten sich bei feuchtwarmem Klima zunächst dunkle Tone mit Brackwassermuscheln ab. Ihnen folgten schwarzgraue Tone mit sandigen Einschüttungen und einer individuenreichen Fauna mariner Muscheln. Gegen Ende der Keuper-Zeit kam es nach einem vorübergehenden Meeresrückzug stellenweise noch einmal zu limnisch-fluviatilen Verhältnissen mit einer deutlich sandigen Schüttungsphase in das küstennahe Flachmeer.

Der untere Teil des Oberen Keupers besteht aus dem bis zu 12 m (Raum Lippe) mächtigen quarzitischen Hauptsandstein (Taf. 1) oder, in einigen Bereichen, aus Konglomeratbänken. Sie werden überlagert von 50 – 60 m mächtigen, zumeist blättrigen, dunkel- bis schwarzgrauen Tonsteinen mit feinschichtigen Sandsteineinschaltungen. Abweichend davon treten am Ostrand des Eggegebirges im höheren Abschnitt auch rote Gesteinsfarben auf. Den Abschluss können bis 10 m (bei Herford) mächtige, Glimmer führende Sandsteine bilden. Im Raum Osnabrück bedingte der verzögerte Meeresvorstoß eine Ablagerungslücke und reduzierte die gesamte Schichtmächtigkeit auf 30 – 50 m. Die Zunahme der tonigen Sedimente und erste marine Fossilagen mit Muschelpflastern kündeten bereits die Meeresvorherrschaft der Jura-Epoche an.

Jura

(J. Farrenschon & H. Klassen)

Die Ablagerungen der Jura-Zeit werden von Alters her aufgrund ihrer vorherrschenden Sedimentfärbung in Süddeutschland in Lias (Unterer Jura = Schwarzer Jura), Dogger (Mittlerer Jura = Brauner Jura) und Malm (Oberer Jura = Weißer Jura) gegliedert. Zu

Beginn der Jura-Zeit drang das von Norden kommende Borealmeer erneut in das Mitteleuropäische Becken vor. Die Rheinische Masse wurde dabei bis in die tiefere Unterkreide-Zeit hinein nur randlich überflutet. Der norddeutsche Sedimentationsraum hatte fast während des gesamten Lias und Doggers über die Hessische Senke Verbindung mit dem südlichen Meeresraum der Tethys, sodass wiederum auch von dort eine reiche Tierwelt in das Norddeutsche Becken einwandern konnte (Taf. 2). Die Meeresfauna ist durch eine rasche Entwicklung von Arten und Formen gekennzeichnet, die eine sehr weit gehende Untergliederung der Sedimente in Faunenzonen und -subzonen erlaubt (s. S. 62, Abb. 17).

Zur Lias-Zeit griff das Meer wahrscheinlich am weitesten auf den Sockel der Rheinischen Masse über. Sein Rückzug und damit die Verlagerung der Küstenlinie zurück nach Norden setzte in den höheren Abschnitten der Dogger-Zeit ein. In der Malm-Zeit wurde auch die Hessische Senke von Südwesten nach Nordosten fortschreitend zum Hebungsbereich. Durch die jungkimmerischen Gebirgsbewegungen entstanden mehrere Nordnordwest – Südsüdost verlaufende Becken und Schwellen. Das Norddeutsche Becken wurde so eingeengt, dass sich seine Ausmaße auf den Bereich des Niedersächsischen Beckens reduzierten. Dieses war im Norden von der Pompeckjschen Schwelle, im Westen von der Ostholländischen Schwelle, im Süden von der Rheinischen Masse und im Osten von der Oberharz-Schwelle begrenzt. In dem nun eingeschnürten Meeresraum kam es erneut zu einem Anstieg des Salzgehaltes.

Nach dem Rückzug des Meeres wurden die auf der Rheinischen Masse und östlich davon lagernden, wohl nur gering mächtigen marinen Sedimente unter den festländischen Bedingungen durch Verwitterung bald wieder zerstört und abgetragen. Nur in Grabenschollen sind am Westrand der Hessischen Senke zum Teil vollständige Lias-Profile nachgewiesen, bei Falkenhagen als südlichstem Punkt auch Unterer Dogger.

Lias

>> Meeresbecken mit mächtigen feinkörnigen Ablagerungen und reicher Tierwelt <<

In der Lias-Zeit wurde bei feuchtwarmem Klima von der Rheinischen Masse her überwiegend feinkörniges Material in das Schelfmeer eingeschwemmt und am Meeresboden abgelagert. Zahlreiche darin enthaltene Schalen- und Skelettreste von Plankton, marinen Wirbellosen und Wirbeltieren zeugen von einer reichen Lebewelt (Taf. 2). An den bis zu 50 km breiten Meeresrändern wechselten sandige, kalkig-tonige, vereinzelt auch oolithische Sedimente einander ab. Die Lias-Mächtigkeit beträgt im Norddeutschen Becken nördlich des Wiehengebirges 600 – 700 m; sie geht auf der Westfälisch-Lippischen Schwelle im Raum Bielefeld – Osnabrück sowie im südlichen Egge-Senkungsfeld bei Borlinghausen auf 250 – 330 m und im Volkmarsener Graben bei Welda auf etwa 150 m zurück.

Unterer Lias

Der Untere Lias (Hettang und Sinemur) wird vorwiegend aus mittel- bis dunkelgrauen, teilweise bituminösen Ton- und Tonmergelsteinen sowie zwischenlagernden Kalk- und Kalksandsteinen aufgebaut. Die Einlagerungen von kalkigen und sandigen Sedimenten spiegeln dabei Senken und Schwellen des Meeresbodens wider. Das Relief ist vermutlich durch die Verlagerungen mobiler Salzschieben im tieferen Untergrund infolge der Sedimentauflast, vor

Bildtafel 2 Fossilien der Jura-Zeit

- 1: *Trigonia* sp. aus dem Oberen Bajoc (Mittlerer Dogger)
- 2: *Quenstedtoceras mariae* (D'ORBIGNY) aus dem Oxford (Unterer Malm)
- 3: *Strenoceras (Garantiana) longoviciense* (STEINMANN) aus dem Oberen Bajoc (Mittlerer Dogger)
- 4: Rechter Oberkiefer eines Carnosauriers aus dem Mittleren Callov (Oberer Dogger)
- 5: *Cruciloboceras crucilobatum* (BUCKMANN) aus dem Oberen Sinemur (Unterer Lias)
- 6: *Schlotheimia angulata* (v. SCHLOTHEIM) aus dem Oberen Hettang (Unterer Lias)



2 cm

1



10 mm

2



2 cm

3



10 cm

4



2 cm

5



2 cm

6

allein aber wohl durch beginnende großräumige Spannungen in der Erdkruste entstanden. Die Mächtigkeit der Ablagerungen beträgt bei Tecklenburg ca. 90 m, im Osnabrücker Raum 150 – 170 m, bei Rahden 215 m und im Raum Lippe 100 – 140 m.

Das auffälligste Gestein in der Abfolge ist der im Raum Warburg bis 7 m mächtige „Gryphitenkalk“ (Unteres Sinemur, früher: Arieten-Schichten), ein dickbankiger, teilweise auch oolithischer oder konglomeratischer grauer Kalkstein mit der gesteinsbildend darin auftretenden dickschaligen Muschel *Gryphaea arcuata*, der meist in Wechsellagerung mit Ton- und Mergelsteinen vorkommt. Ein derartiges Gestein lässt auf eine Entstehung in stark bewegtem Flachwasser schließen. Charakteristisch für diese Schichtenfolge ist im Raum Borlinghausen – Volkmarsen ein oolithisch-konglomeratisches Eisenerz, das „Arieten-Erz“ mit bis zu 30 % Eisengehalt. Es wurde in früheren Zeiten verschiedentlich abgebaut, wie etwa im Volkmarsener Graben am östlichen Iberg und am Relekes-Berg südlich von Welda. Eine weitere Sonderfazies stellt der *planicosta*-Sandstein (Oberes Sinemur) dar, ein im Raum Löhne 1 – 2 m, meist aber nur wenige Dezimeter mächtiger, schwach eisenschüssiger Kalksandsteinhorizont, benannt nach dem Ammoniten *Promicroceras planicosta*. Im küstennahen Bereich treten zudem meist knollig geformte Konkretionen von Eisenkarbonat (Toneisenstein) auf.

Mittlerer Lias

Der Mittlere Lias (Pliensbach), der in Bohrungen bei Rahden 215 m und in der Herforder Lias-Mulde 100 – 150 m Mächtigkeit erreicht, besteht aus Ton- und Tonmergelsteinserien mit Toneisensteinlagen. Er entstand in einer lang andauernden Periode recht gleichmäßiger mariner Sedimentation.

Im Unteren Pliensbach erreichte das Lias-Meer seine größte Ausdehnung. Zu Beginn dieses Meeresvorstoßes entstand in Küstennähe das oolithische „*jamesoni*-

Eisenerz“, benannt nach der Ammonitenart *Uptonia jamesoni*. Das Eisen stammt aus den durch die Brandung des vordringenden Meeres abgetragenen älteren Lias-Schichten. Nordwestlich von Borlinghausen wurde im 19. Jahrhundert ein 6 m mächtiges Oolithflöz gewonnen und gemeinsam mit Toneisensteinen verhüttet. Bemerkenswerte Mächtigkeitsunterschiede auf kurze Entfernung zwischen feinstratigrafisch erfassten Schichtenbereichen in Osnabrück-Hellern und Ostercappeln-Haaren geben Hinweise auf die Lage dieses Raumes im Übergangsbereich zwischen Rand- und Beckenfazies zur Zeit des tiefen Lias.

Oberer Lias

In der Oberen-Lias-Zeit (Toarc) dauerten die ruhigen Ablagerungsbedingungen zunächst noch an. In diesem Milieu bildete sich ein an organischen Resten reiches, tonig-kalkiges, ausgeprägtes Stillwasser-sediment, das unter Sauerstoffabschluss durch biochemische Prozesse in Faulschlamm (Sapropel) umgewandelt wurde. Nach der Verfestigung entstand daraus ein feinschichtiger Sapropel-Tonmergelstein mit 5 – 10 % Bitumengehalt, der Öl- oder Posidonienschiefer, benannt nach der oft schichtbedeckenden Muschel *Posidonia bronni*, der später regional unterschiedlich hoch inkohlt ist. Eingeschaltet sind dünne Bänke von dunklem, bituminösem Stinkkalkstein. Dort, wo der Posidonienschiefer nahe der Geländeoberfläche anzutreffen ist, wie etwa im Raum Quernheim oder in mehreren kleinen Vorkommen zwischen Spenge, Werther, Küingdorf und bei Lockhausen, zeugen kleine Aufschlüsse von früherer Abgrabung zu Düngemittelzwecken. Südöstlich von Werther war im 19. Jahrhundert auch ein Abbau zur Gewinnung von Schwefelöl betrieben worden. Im Bereich nördlich des Weser-/Wiehengebirges ist der Posidonienschiefer das wichtigste Erdöl-Muttergestein. Das eindrucksvollste Vorkommen stellt die denkmalgeschützte ehemalige Farberdegrube der „Vehrter Schwarzen Kreide“ nordöstlich von Osnabrück dar, wo der Posidonienschiefer ent-

weder durch den Einfluss eines Plutons im Bramscher Massiv oder nach dem Versenkungsmodell zu einem Rußtonstein mit bis zu 15 % Kohlenstoffgehalt umgewandelt wurde. Bis 1967 wurde diese „Schwarze Kreide“ als Grundfarbstoff abgebaut.

Im ausgehenden Toarc zeigen regionale Schichtlücken gebirgsbildende Prozesse an der Wende zum Dogger an. Die Mächtigkeit des Oberen Lias beträgt bei Rahden 60 m, zwischen den Gebirgsketten liegt sie, von Süden nach Norden ansteigend, zwischen 30 und 50 m und erreicht am Teutoburger Wald nur noch 20 – 30 m.

Dogger

>> Schwellen und Becken gliedern den Meeresraum <<

Ab der Dogger-Zeit wurde vor allem der westliche Ablagerungsraum durch Absenkungen und Hebungen verstärkt in Becken und Schwellen gegliedert. Die zunehmend durch Ablagerungslücken geprägte Schichtenfolge ist im Weser-/Wiehengebirge, am Teutoburger Wald und in einigen Grabensenken erhalten geblieben. Das vorherrschende Gestein ist weiterhin ein mittel- bis dunkelgrauer Ton- bis Tonmergelstein mit Toneisensteinlagen. Vor allem im westlichen Wiehengebirge sind in diesen harten Konkretionen häufig schöne Quarz- und Pyritkristalle zu finden. Auch die tonigen Ablagerungen enthalten in hohem Maße fein verteilten Pyrit. Das beim Brennvorgang in den Ziegeleien aus dem Eisensulfid (FeS_2) entstehende Eisenoxid (Fe_2O_3) bewirkt das gewünschte „Ziegelrot“ der Klinker.

Umfangreiche Schrägschüttungsmessungen im östlichen Wiehengebirge und im westlichen Wesergebirge belegen für diesen Raum, dass die klastischen Komponenten vor allem von Osten und Süden in das Becken geschüttet wurden. Nur im Nordteil des Niedersächsischen Beckens dürfte die im Gebiet des heutigen Nordseeraumes aufgetauchte Insel Cimbria der Sedimentlieferant gewesen sein. Ab der

Mittleren-Dogger-Zeit engte sich das Meeresbecken bei einer Länge von ca. 250 km weiter bis zu einer maximalen Breite von 100 km ein. Die südliche Küste dürfte kaum die Linie Greven – Gütersloh – Paderborn erreicht haben.

Die Mächtigkeit des Doggers beträgt bei Rahden 370 m und im Bereich der Porta Westfalica rund 300 m. Sie nimmt aber schon wenig südöstlich von Osnabrück sehr stark ab und erreicht dort wie im Raum Bielefeld nur noch etwa 150 m.

Unterer Dogger

Im Unteren Dogger (Aalen) setzte sich die vollmarine Sedimentation dunkler Tone fort. Seine Mächtigkeit erreicht bei Lübbecke 140 m, bei Petershagen etwa 80 m und bei Hörstel am Westende des Teutoburger Waldes noch 45 m.

Mittlerer Dogger

Die immer deutlichere Differenzierung des Ablagerungsraumes, die noch durch Meeresspiegelschwankungen verstärkt wurde, führte auch zur Schüttung grobklastischer Sedimente, die gerade noch das Wesergebirge erreichten (Garantianen-Sandstein, benannt nach dem Ammoniten *Garantiana garantiana*). Diese Sedimente zeigen auffallende Festlandseinflüsse an, die wiederum in der jüngeren Mittleren-Dogger-Zeit (Bathon) vor allem im Wesergebirge und im östlichen Wiehengebirge zu einer verstärkten kalkig-sandigen, vereinzelt auch eisen-schüssigen Sedimentation führten. Dort entstand daraus eine kamm bildende, bis 80 m mächtige Folge ausgeprägter Kalksandsteine mit tonigen Zwischenlagen, die früher unter dem Faziesbegriff „Cornbrash“ zusammengefasst wurde. Darin verbreitet sind vereinzelt auch gering mächtige Eisenoolithe, die eine Braunfärbung der Gesteine bewirken. Die Unterteilung der Abfolge in Unteren und Oberen *württembergica*- sowie *aspidoides*-Sandstein lässt sich auch in den meisten Bohrprofilen im

Bereich des Niedersächsischen Beckens durchführen. Dort sind die gröber klastischen Lagen wichtige Erdöl-Speicherhorizonte, die daher intensiv und mit Erfolg exploriert wurden. Im westlichen Wiehengebirge und im zentralen Osnabrücker Bergland werden sie allerdings nur durch dünne Bänke vertreten, die südlich von Osnabrück teilweise auch zu fehlen scheinen. Die Mächtigkeit des Mittleren Doggers beträgt bei Petershagen etwa 250 m, am südlichen Wiehengebirgsrand ca. 200 m und bei Tecklenburg noch 90 m. Im Raum Osnabrück dürfte die Mächtigkeit kaum 50 m erreichen.

Oberer Dogger

Eine dritte Sandschüttung zu Beginn der Oberen-Dogger-Zeit (Callov) kann eindeutig nur in einem schmalen Bereich zwischen Lübbecke und wenig östlich von Minden nachgewiesen werden. Der von Süden geschüttete, nach seiner Verbreitungszentrum im Bereich der Porta Westfalica benannte, bis zu 15 m mächtige Porta-Sandstein ist ein massiger, grobkörniger Sandstein, der als ausgezeichnete Baustein in vielen Kirchen und beim Hausbau Verwendung fand. Überlagert wird er

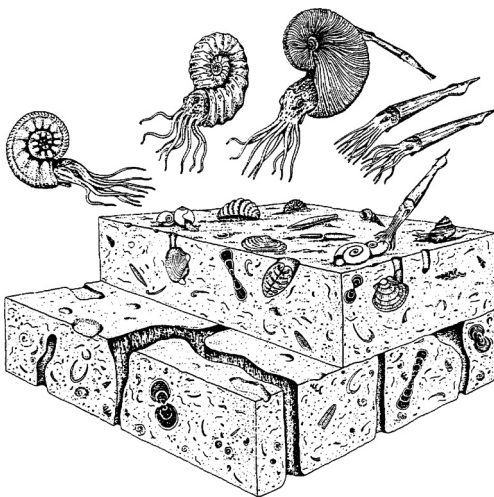


Abb. 17 Der Meeresboden mit seiner Fauna in der Dogger-Zeit (Entwurf: Geologischer Lehrpfad Preußisch Oldendorf)

von einem bis zu 1,7 m mächtigen eisenolithischen Horizont, dem Wittekindflöz, das bis in den Raum Lübbecke zu verfolgen ist und weiter westlich durch Kalksandstein vertreten wird. Es wurde seit den 50er-Jahren des 19. Jahrhunderts bis 1962 zunächst im Tagebau, später in Stollen- und Schachtanlagen (Barkhausen, Häverstädt, Wallücke) abgebaut. Der Eisengehalt des Erzes betrug bis zu 27,5 %, der Kieselsäureanteil (SiO_2) bis zu 14,8 %. Das Wittekindflöz ist stellenweise sehr reich an Ammoniten.

>> Saurier im Wiehengebirge <<

In der ausgehenden Dogger-Zeit begann die tonige Sedimentation (Ornatenton) erneut. Die im Wiehengebirge geringer mächtige, aber deutlich sandigere Schichtenfolge sowie das teilweise Fehlen der obersten Dogger- und tiefsten Malm-Schichtenfolge lässt auf ein näher gelegenes Festland gegenüber dem östlichen Wesergebirge schließen. Funde von Skelettresten landlebender Saurier an der Lutternschen Egge im östlichen Wiehengebirge (s. Taf. 2) bestätigen diese Vorstellung. 1998 wurden dort in sandigen Tonsteinen des Callovs unter anderem Schädelknochen und Einzelzähne von landlebenden Raubsauriern (Theropoden) entdeckt. Vergleiche mit nordamerikanischen Funden belegen, dass die Theropoden des Wiehengebirges sogar ungewöhnlich groß gewesen sein müssen (Schädellänge etwa 1 m). Die Gesamtmächtigkeit der Schichten des Oberen Doggers beträgt im Wesergebirge bis zu 40 m, nahe der Porta Westfalica noch 20 – 25 m, im westlichen Wiehengebirge nur noch 10 m.

Malm

>> Aus Land wird Meer,
aus Meer wird Land <<

In der Malm-Zeit setzte sich die tektonische Umgestaltung des Sedimentationsbeckens fort. Die Hessische Senke wurde Festland

und der Meeresraum reduzierte sich auf das rund 250 km lange und 60 – 70 km, im Westen aber kaum 40 km breite Niedersächsische Becken. Sedimentlieferant für den nördlichen Beckenteil dürfte neben dem Fennoskandischen Festland vor allem wieder die Insel Cimbria gewesen sein, die vor dem nordischen Hochgebiet lag. Bodenhorizonte und Saurierfährten zeigen im westlichen Wiehengebirge die unmittelbare Landnähe an. Dementsprechend muss für den südlichen Beckenteil vor allem die Westfälisch-Lippische Schwelle, weniger die Rheinische Masse als Sedimentlieferant in Betracht gezogen werden.

Infolge der lokalen Ausscheidung von Steinsalz in abgeschnürten Spezialtrögen im höheren Malm und dessen späterer unterschiedlicher Auslaugung schwanken die Ablagerungsmächtigkeiten der Schichtenfolge sehr stark. So werden westlich von Minden etwa 600 m Mächtigkeit angenommen, bei Rahden sind es – störungsbedingt – nur 370 m; bei Mettingen wird die Schichtenfolge auf 400 m geschätzt, südlich von Preußisch Oldendorf auf etwa 200 m und bei Horn-Bad Meinberg werden noch ca. 100 m Mächtigkeit angenommen. Die häufigen Gesteinswechsel von Kalk-, Sand- und Tonsteinen mit vielfältigen Mischgesteinen und zahlreiche Schichtlücken in der tieferen Malm-Zeit (Oxford bis Mittelkimmeridge) sprechen dafür, dass der Ablagerungsraum durch Meeresspiegelschwankungen und Änderungen des Paläoklimas geprägt war. Die Salinität des Meerwassers schwankte dabei zwischen limnisch-brackisch und marin. Erst in der jüngeren Malm-Zeit (Oberkimmeridge bis Tithon) trat eine Übersalzung des Meerwassers auf.

Unterer Malm

>> Deltaschüttungen am Kamm
des Weser-/Wiehengebirges <<

In der Oxford-Zeit drang das Meer von Osten in das westliche Niedersächsische Becken ein. Es entstanden die im Westen

sandigen, nach Osten kalkigen und stärker tonigen Heersum-Schichten. Sie bilden als Härtling über den Tonsteinen des obersten Doggers mehrere Klippenzüge und Felsmauern des Weser-/Wiehengebirges. Besonders die im basalen Teil häufigen Ammoniten deuten auf einen kurzzeitig voll marinen Lebensraum hin. Der darüber lagernde Wiehengebirgsquarzit, eine fluviatile Ablagerung, und Bodenbildungen im westlichen Wiehengebirge, die etwa bis Nettelstedt zu verfolgen sind, beweisen aber für diese Region schon einen vollständigen Rückzug des Meeres zur Mittleren-Oxford-Zeit, der dort erst mit Beginn des Mittelkimmeridge beendet wird. Im mittleren Wiehengebirge sind die Ablagerungen in die sandige Vertretung der obersten Oxford- und die basalen Unterkimmeridge-Sedimente unterteilt. Erst östlich von Lübbecke tritt der „Humeralisoolith“ in seiner kennzeichnenden kalkoolithischen Ausbildung mit der überlagernden regressiven Unterkimmeridge-Folge auf. Im östlichen Wiehengebirge wird auch die Oxford-Folge vollständiger, Schichtlücken dürften jedoch weiterhin vorhanden sein. Erst im Wesergebirge lässt sich in einzelnen Horizonten der „Korallenoolith“ als heller Kalkstein nachweisen, wie er besonders aus dem weiter östlich gelegenen Deister bekannt ist. Sowohl die das Gestein aufbauenden Kalkoide als auch die teilweise häufigen Korallen deuten auf eine Sedimentation in einem gut durchlichteten und durchlüfteten Flachmeer hin. Die maximal sieben eingelagerten oolithischen Eisenerzflöze sprechen für ein nahes Festland als Lieferant der Eisenlösungen. Die Flöze bilden östlich der Porta Westfalica drei weit gespannte bauwürdige Erzlinsen, die seit 1881 gewonnen werden. Das bedeutendste dieser Erzlager, das Klippenflöz, wird noch heute in der Grube Wohlverwahrt-Nammen – früher im Tagebau, jetzt im Tiefbau – abgebaut. Das gesamte Grubenfeld umfasst eine aufgeschlossene Fläche von etwa 3,25 km². Das 3 – 7 m mächtige Flöz besteht in seinen eisenreichen Partien aus bis zu 15 % Eisen, 11 % Kieselsäure und 0,18 % Phosphor.

Mittlerer Malm

Mit dem Beginn der Kimmeridge-Zeit drang das Meer erneut von Osten in das Becken ein, das in mehreren Vorstößen schließlich zu Beginn der Tithon-Zeit (Oberer Malm) vollständig überflutet wurde. Die kalkig-tonigen Ablagerungen im Wechsel mit einzelnen roten Lagen und Bodenhorizonten belegen deutliche Wasserspiegelschwankungen. Die Ablagerungen sind im Wiehengebirgsraum 130 – 200 m mächtig. Die im Vorland des Teutoburger Waldes nur noch 20 – 60 m erreichende Folge dürfte wohl hauptsächlich aus der Zeit des Oberkimmeridge stammen. Besonders im zeitweise trockenengefallenen Westteil des Beckens fanden auch Saurier einen optimalen Lebensraum. Voraussetzungen waren neben den subtropischen Temperaturen Wasser führende, flache Senken, die zumindest zeitweise ein reiches Pflanzenwachstum ermöglichten. Die berühmten Saurierfährten in einem Aufschluss bei Barkhausen an der Hunte im Wiehengebirge (Abb. 18) sind dafür ein außerordentlich anschaulicher Beweis. Auf einer fast 10 m langen und 6 m hohen Schichtoberfläche sind dort die Fußstapfen von elefantenfüßigen, Pflanzen fressenden, nicht näher bestimmbar Sauropteren



Abb. 18 Saurierfährten aus der Malm-Zeit bei Barkhausen

sowie von dreizehigen, Fleisch fressenden Megalosauriern freigelegt.

Oberer Malm

>> Trockenheies Klima und Salzlagnen <<

In der Oberen-Malm-Zeit (Tithon) setzte sich die Meeresausbreitung mit der Ablagerung von bis zu 40 m mächtigen Ton-, Mergel- und Kalksteinen (*gigas*-Schichten, benannt nach dem Ammoniten *Gravesia gigas*) bis zum Nordrand der Rheinischen Masse fort. Während des anschließenden Meeresrckzuges wurden ca. 25 m mächtige, bituminöse, mergelige bis kalkige Sedimente abgelagert (Eimbeckhausen-Plattenkalk). Als der Meeresspiegel im oberen Teil des Tithons weiter absank, wurde der Wasseraustausch mit dem offenen Meer im Osten immer stärker behindert, teilweise wohl sogar ganz unterbunden. Die steigende Salzkonzentration führte schließlich zur Bildung von Sole, die sich vor allem in den deutlich herausgebildeten Trgen bis zur Übersättigung anreicherte. Im trockenheißen Klima wurde eine Salinarfolge von Mergelstein, Gips und Steinsalz in einer Mächtigkeit bis über 1 000 m ausgefllt (Münder-Mergel). Nördlich von Bramsche – Lübbecke – Rinteln bildete sich ein Ost – West verlaufendes Becken heraus.

Auch in das Gebiet des Teutoburger Waldes reichte eine schmale Meeresbucht hinein, die „Bielefeld-Ibbenbürener Senke“, in der sich infolge der Randlage nahe der Rheinischen Masse das mit bis zu 160 m auffällig mächtige Münder-Mergel-Salinar bildete. Die damals wohl weitgehend festländische Westfälisch-Lippische Schwelle trennte die Senke vom nördlichen Hauptsenkungsbereich des westlichen Niedersächsischen Beckens. Die Grenze des ursprünglichen Ablagerungsraumes dürfte knapp südlich des Teutoburger Waldes gelegen haben. In Niedersachsen steigen die Mächtigkeiten des Münder-Mergels zwischen Lingen und dem Dmmer bis auf über 1 200 m an, am Großen Moor werden noch etwa 800 m, bei

Mettingen ca. 330 m, bei Rahden 325 m, bei Kirchlengern 250 m, bei Petershagen 80 m und bei Bielefeld etwa 50 m erreicht. Das Münders-Mergel-Salinar wurde vom Nordhangfuß des Weser-/Wiehengebirges her, wo es an der Oberfläche zutage tritt, seit dem Paläogen abgelautet und verursachte tiefe Auslaugungssenken wie etwa das „Heilige Meer“ bei Hopsten und nördlich des Wiehengebirges. Erdfälle entstehen dort teilweise bis in die Gegenwart. Das Steinsalzlager im Untergrund der Weser-/Wiehengebirgsrandmulde hat bei Mächtigkeiten von 100 – 200 m aber derzeit keinerlei wirtschaftliche Bedeutung. Nur im Kurbetrieb von Bad Essen wird die in einer Bohrung gewonnene Sole genutzt.

>> Varus versank im Großen Moor <<

Die ausgedehnte, ursprünglich von einem Hochmoor bedeckte Senke zwischen Bohmte und Bramsche ist noch im Zusammenhang mit einem wichtigen historischen Ereignis zu erwähnen. Im Jahre 9 n. Chr. fand bei Kalkriese, nördlich des Wiehengebirges, die Varus-Schlacht statt, in der die Germanen das aus drei Legionen bestehende römische Heer unter Führung von Quintilius Varus weitgehend vernichteten. Entscheidend für die Niederlage eines solchen Eliteverbandes, der einschließlich Tross wohl ca. 15 000 Mann umfasst hat, waren nicht zuletzt die besonderen naturräumlichen Gegebenheiten bei Kalkriese: Im Süden war der Höhenzug des Wiehengebirges, dessen Nordabhang sicherlich einen urwaldartigen Bewuchs trug, genauso unüberwindbar wie im Norden ein weitflächiges Hochmoorgebiet, das Große Moor. Beide Bereiche sind verursacht durch die unterschiedliche Ausbildung der Malm-Sedimente, im Süden die Schichtstufe der harten Sand- und Kalksteine des frühen Malms, im Norden die umfangreiche Auslaugungssenke über dem Münders-Mergel des späten Malms. So beeinflusste die Geologie eines Gebietes auch einzelne schicksalhafte historische Ereignisse.

Kreide

(K. Skupin)

Im ostwestfälischen Berg- und Hügelland sind Ablagerungen der Kreide nur sehr untergeordnet vertreten. Obwohl das Gebiet vermutlich zumindest zeitweise vollständig vom Kreide-Meer bedeckt war, sind die damals abgelagerten Sedimente durch die nachfolgenden tektonischen Ereignisse der alpidischen Gebirgsbildung heute bis auf wenige Reste an den Rändern des Betrachtungsraumes (Teutoburger Wald, Eggegebirge, Stemweder Berg) oder im Bereich kleinerer Senkungsfelder im Oberen Weserbergland (z. B. Köhlsener Graben) abgetragen.

Das Niedersächsische Becken stand zur Kreide-Zeit im Nordwesten durch mehrere schmale Meeresöffnungen mit dem nordeuropäischen Borealmeer (Ur-Nordsee) in Verbindung. Ein Austausch mit dem südeuropäischen Tethysmeer war nur zeitweise, bei höherem Meeresspiegelstand, gegeben. Dieser Kontakt bestand über das Anglo-Pariser Becken im Westen und das Polnische Becken im Osten und führte zur Einwanderung südeuropäischer Faunen in den nördlichen Meeresraum.

Unterschiede, beispielsweise in der Wassertiefe, der Wassertemperatur, der Salinität und der Strömungsenergie, spiegeln sich in den auftretenden Sedimenten wider, die in Küstennähe oft sandig-glaukonitisch, im Beckeninneren eher schluffig-tonig bis tonig sind. An der unterschiedlichen Ausbildung aufeinander folgender Gesteinschichten sowie am unterschiedlichen Fauneninhalt lassen sich aber auch die im Verlauf der Erdgeschichte auftretenden Veränderungen in der Land/Meer-Verteilung ablesen. Die Ursache für diese Veränderungen sind sich ablösende Meerestransgressionen und -regressionen, eine Folge von langzeitigen Schwankungen des Meeresspiegels. Dies wiederum kann seine Ursache etwa im Anwachsen oder Abtauen der in Polnähe gebundenen Eismassen haben. Lag der Bereich des Teutoburger Waldes während der frühen Unterkreide-Zeit

etwa in unmittelbarer Küstennähe mit limnisch-terrestrischen Ablagerungen, so befand sich dieser Raum während der späten Unterkreide-Zeit im flachen und während der frühen Oberkreide-Zeit im tiefen Schelfbereich. Die jeweilige Verteilung von Land und Meer zur Unter- beziehungsweise Oberkreide-Zeit ist in den Abbildungen 19 und 20 wiedergegeben.

sowie zwischengelagerten Ton- und Tonmergelsteinen (Münder-Mergel, Serpultit). Die Unterkreide-Gesteine gehen somit ohne sichtbaren lithologischen Wechsel aus den Jura-Gesteinen hervor und sind nur biostratigrafisch von diesen abzutrennen. Die Jura/Kreide-Grenze verläuft nach heutigem Kenntnisstand innerhalb des Münder-Mergels.

Unterkreide

Wie bereits in der ausgehenden Jura-Zeit, existierte im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes auch zu Beginn der Unterkreide-Zeit, im Berrias, infolge eines stark abgesunkenen Meeresspiegels ein flaches, von der offenen See abgeschnürtes Binnenmeer. Hier kam es bei aridem Klima zur Sedimentation von Salinargesteinen mit Dolomit, Anhydrit und Salz

>> Vom offenen Ozean abgeschnürtes Binnenmeer <<

Die Unterkreide-Schichten sind nach der Heraushebung der Westfälisch-Lippischen Schwelle am Ende der Kreide-Zeit heute nur noch in den tiefer liegenden Randgebieten des Weser- und Osnabrücker Berglandes erhalten. Sie sind dort an eine Reihe von West – Ost beziehungsweise Westnordwest – Ost-südost streichende Sattel-



Abb. 19 Verteilung von Land und Meer zur Unterkreide-Zeit (Hauterive)

und Muldenstrukturen gebunden, die teils rein tektonisch, teils durch syndesimentären Salzaufstieg gebildet wurden. Die Schichten des tieferen Berrias oder Berrias 1, der Katzberg-Folge (= Oberer Münder-Mergel), reichen dabei von ihrem Hauptverbreitungsgebiet im Norden und Nordwesten vom Niedersächsischen Becken über die Alstätter Bucht im nordwestlichen Münsterland bis an den Südrand des Weser- und Osnabrücker Berglandes heran, wo sie in einem schmalen Saum am Nordrand des Teutoburger Waldes bis in den Raum Bielefeld zu verfolgen sind. Im mittleren Berrias oder Berrias 2 (= Serpult-Folge) ist die marine Salinarfolge nach dem Rückzug des Meeres nur noch nördlich des Weser- und Osnabrücker Berglandes anzutreffen, während im Gebiet des Teutoburger Waldes küstennahe Sedimente mit einer basalen Konglomeratbank sowie roten Tonsteinen und einem dunklen, bituminösen

Stinkkalkstein abgelagert wurden. Gleichzeitig mit dem Meeressrückzug ist eine Aussüßung des Niedersächsischen Beckens verbunden, in der die marine Fazies schrittweise durch eine brackisch-marine bis limnisch-brackische ersetzt wurde. Die Mächtigkeit der Schichten des tieferen und mittleren Berrias (Berrias 1+2) dürfte ca. 300 m betragen.

>> Moore und Sumpfwälder
zwischen Land und Meer <<

Die Ablagerungen des höheren Berrias oder Berrias 3, der so genannten Bückeberg-Formation („Deutscher Wealden“), sind in Abhängigkeit von der jeweiligen Wassertiefe und dem wechselnden Relief der Küstenregion recht unterschiedlich ausgebildet. Auch die Sedimente im Mündungsbereich der vom Festland kommen-

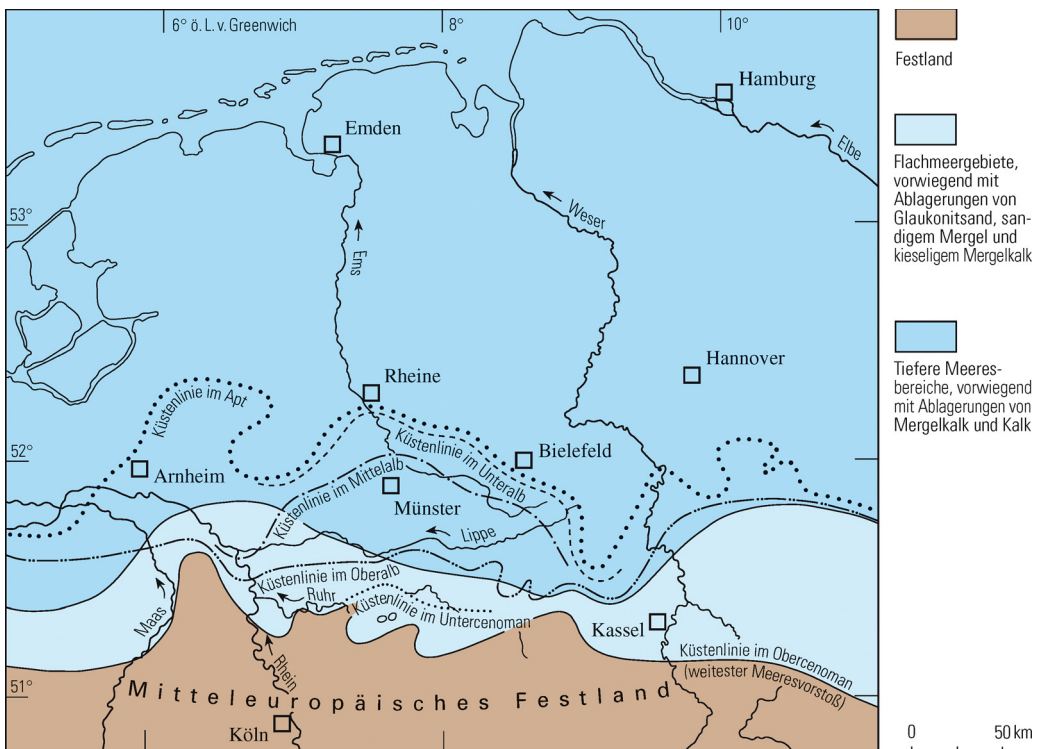


Abb. 20 Verteilung von Land und Meer zur Oberkreide-Zeit

den Flüsse tragen zum vielfältigen Erscheinungsbild der Bückeberg-Formation bei. Wie in den Schichtgliedern zuvor, kommen dabei in den zentralen Meeresbereichen überwiegend dunkle, teilweise feinschichtige und bituminöse Tonsteine mit eisen- und magnesiumreichen Karbonatbänken vor („Schlick-Fazies“), die randlich, im Südwesten der Westfälisch-Lippischen Schwelle, in Ton- und Schluffsteine oder schluffig-feinsandige Mergelsteine übergehen. Am Nordrand des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Borgloh treten schließlich mächtige Sandsteinpakete auf, deren Ausläufer sich nördlich des Wiehengebirges bis in den Bereich Lübbecke – Bohmte verfolgen lassen. Die Sandmassen stammen vom Nordrand der Rheinischen Masse und sind die Ablagerungen im Mündungsgebiet eines großen Flusses. In die Sandsteine sind mehrfach dünne Steinkohlenflöze eingeschaltet, die Mooren und Sumpfwäldern entstammen, die in dem durch Lagunen gegliederten flachen Küstensaum gediehen. Das Gleiche gilt für den Bereich östlich von Minden, wo Ausläufer des Obernkirchen- oder Rehbürg-Sandsteins (Wealden-Hauptsandstein) aus den Bückebergen, der Typlokalität der Obernkirchen-Folge, bis an den Nordrand des Wesergebirges heranreichen. Auch dort sind mit ihnen immer wieder dünne, maximal bis 0,75 m mächtige Steinkohlenflöze vergesellschaftet, die aus der Biomasse der in der Küstenregion vorkommenden Moore und Sumpfwälder entstanden sind. Der Sand ist vermutlich aus Südosten von der Hildesheimer Halbinsel (Hils) abzuleiten und wurde zwischen der Küste und dem offenen Meer als schützende Barriere über Torf führenden, brackisch-lagunären Sedimenten abgelagert. Im Bereich Münchshagen, ca. 40 km westlich von Hannover, belegen zahlreiche Fährten verschiedener Dinosaurier an der Basis des Hauptsandsteins der Bückeberg-Formation das flache Ablagerungsmilieu im südlichen Randbereich des Niedersächsischen Beckens. Charakteristisch für die Obere Bückeberg-Formation (= Osterwald-Folge) sind ansonsten Einschaltungen von bituminösen

Schillkalksteinen, die oft massenhaft Schalen der Brack- und Süßwassermuschel *Neomiodon* (früher „Cyrena“, daher auch „Cyrenenkalk“) enthalten. Auf den Schichtflächen der Gesteine sind des Weiteren oft riesige Mengen von Schalen des Muschelkrebses (Ostrakoden) der Gattung *Cypri-dea* anzutreffen. Diese Kalksteine stehen sowohl im nordwestlichen und südöstlichen Teutoburger Wald als auch im Wiehengebirgsvorland im Bereich Espelkamp oberflächennah an. Die Schichten des höheren Berrias (Berrias 3) sind bei Rahden 700 bis 800 m mächtig.

>> Und wieder viel Meer <<

Im Valangin setzte sich die Sedimentation im Niedersächsischen Becken fort. Im Zuge einer großen Meerestransgression wurden nun wieder ausschließlich marine Sedimente abgelagert, die nördlich des Wiehengebirges, im Beckenzentrum, überwiegend tonig, am südlichen Beckenrand großenteils sandig sind. Bei den tonigen Sedimenten handelt es sich um leicht schluffige, karbonatfreie bis -arme Tonsteine mit häufig wiederkehrenden sideritischen Konkretionslagen. Im Hauterive steigt der Kohlenstoffgehalt deutlich an, und die Schichten sind stellenweise rhythmisch Hell/Dunkel gebankt in einer mehr oder weniger deutlichen Ton-Mergel-Wechselfolge. Während des Valangins und während des Hauterives bestand zur Zeit der Hochstände der Meeresüberflutung zeitweise sowohl eine Verbindung zum Borealmeer als auch zur Tethys, wobei es zu einem Austausch von borealen und tethyalen Faunen und Floren kam. Die Schichten des Valangins sind im Zentralteil des Beckens 280 m, die des Hauterives ca. 200 m mächtig.

>> Strand und Watt
am Nordrand der Rheinischen Masse <<

Die unterkretazischen Tonsteine reichen im Westen über die Alstätter Bucht bis in das nördliche Münsterland hinein („Hils-Ton“-

Formation, > 1 500 m), wo sie im Raum Gronau, Ochtrup, Bentheim und Alstätte flächenhaft vertreten sind. Sie verzahnen sich dort mit sandigen Einschüttungen aus Westen (Bentheim-, Gildehaus-, Rothenberg-Sandstein) und Süden (Bocketal-, Gravenhorst-, Dörenthe-Sandstein). Letztere schließen sich im Bereich des Teutoburger Waldes zu einem mächtigen Sandsteinkomplex, dem Osning-Sandstein, zusammen, der sich bis in das Eggegebirge fortsetzt und dort fast die gesamte Unterkreide vom Valangin beziehungsweise Hauterive bis zum Unteralb vertritt. Im nordwestlichen Teutoburger Wald ist der Osning-Sandstein bis zu 300 m mächtig, im südlichen Eggegebirge nur noch wenige Meter.

Bei diesem Sandstein handelt es sich um eine Strand-, Watt- und Flachwasser-

genese ist der Osning-Sandstein heute steil gestellt und bildet den markanten Nord- und Ostrand des Münsterländer Kreidebeckens (Abb. 21).

>> Und noch mehr Meer <<

Mit der im Mittelalb einsetzenden Meeres-transgression werden die klastischen Ablagerungen des Osning-Sandsteins im Bereich des Teutoburger Waldes zunehmend durch tonig-mergelige Sedimente (Osning-Grünsand, Unteralb, bis 50 m; *minus-* und *splendens*-Schichten, Mittelalb, bis 95 m; Flammenmergel, Oberalb, bis 125 m) ersetzt. Nur im Süden geht die Ablagerung von sandigen Küstensedimenten weiter. Im Eggegebirge wurde wäh-



Abb. 21 Externsteine – beeindruckender, steil gestellter Osning-Sandstein

ablagerung am Nord- und Ostrand der Rheinischen Masse. Das Material vom Münsterländer Festland ist durch Küstenversatzströmungen gleichmäßig entlang der Küste verteilt worden. Gelegentliche konglomeratische Einschaltungen im Sandstein zeigen stärkere Einschüttungen vom Festland im Bereich von Flussmündungen oder Ästuaren an. Durch gebirgsbildende Vorgänge im Zuge der alpidischen Oro-

rend des Mittelalbs der bis 40 m mächtige, rote, hämatitische bis grünliche, glaukonitische Gault-Sandstein abgelagert. Der Flammenmergel des Oberalbs ist dort nicht mehr vorhanden oder er liegt, bedingt durch einen sehr hohen Anteil an Schwammnadeln, in stark kieseliger, spikulitisch verfestigter oder stärker sandiger Ausbildung vor. Seine Mächtigkeit beträgt dann allenfalls wenige Meter.

Oberkreide

Von den im Weser- und Osnabrücker Bergland vermutlich einst in geschlossener Verbreitung vorhandenen Oberkreide-Schichten sind heute nur noch wenige kleine Relikte vorhanden. Das Vorkommen des Kühlsener Grabens im Senkungsfeld des Eggegebirges umfasst die Schichten der tieferen Oberkreide (Cenoman – Mittel-turon). In der morphologischen Aufragung des Stemweder Berges nördlich des Wiehengebirges, zwischen Minden und Osnabrück, liegen Sedimente des Unter- und Obercampans unmittelbar auf Schichten der Unterkreide. Gering mächtige Schichten des Obercampans wurden auch weiter westlich in der Gemarkung Hopsten in ca. 150 m Tiefe unter Ablagerungen des Oligozäns bis Miozäns nachgewiesen. Wegen der geringen Größe der Vorkommen und der nur lückenhaft vorhandenen Profile lässt sich die erdgeschichtliche Entwicklung für die Oberkreide-Zeit des Untersuchungsgebietes deshalb nur unvollkommen ableiten. Zur Rekonstruktion der damaligen Verhältnisse wird darum vor allem auf die Schichtenfolge des Teutoburger Waldes zurückgegriffen.

Im Gegensatz zu den Sedimenten der Unterkreide sind die Ablagerungen der Oberkreide-Zeit wesentlich kalkiger ausgebildet. Insbesondere zu Beginn (Cenoman, Turon) und gegen Ende der Oberkreide (Campan) ist der Karbonatgehalt deutlich erhöht und es liegen Kalkmergel-, Mergelkalk- und Kalksteine vor. Die für das östliche Münsterland charakteristischen Tonmergelsteine des Mittelconiacs bis Santons (Emscher-Mergel) sind im Gebiet des Weser- und Osnabrücker Berglandes nicht vorhanden, dürften jedoch auch dort ursprünglich abgelagert worden sein.

In den stärker karbonatischen Schichtenfolgen des Cenomans und Turons spiegelt sich die nunmehr größer gewordene Meerestiefe wider. Lediglich am Ende des Cenomans war die Meerestransgression, verbunden mit einem Anstieg des Meeresspiegels, noch einmal kurzfristig unterbrochen, ehe sie sich mit Beginn des Turons

erneut verstärkte. Dieser Bereich der *plenius*-Zone ist durch Schichtlücken, Kondensationen und einen raschen Fazieswechsel gekennzeichnet. Entsprechend den wechselnden Ablagerungsbedingungen sind die Schichten des Cenomans und Turons lithologisch jeweils dreigeteilt mit vom Liegenden zum Hangenden zunehmenden Karbonatgehalten (Cenoman-Mergel, Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk sowie *labiatus*-, *lamarcki*-, *striatoconcentricus*-Schichten). Auch der tiefste Abschnitt des Coniacs – die *schloenbachi*-Schichten – ist karbonatreich entwickelt. Die Schichtmächtigkeiten betragen für das Cenoman ca. 170 m, für das Turon ca. 230 m und für das Unterconiac ca. 125 m.

Durch die Heraushebung der Westfälisch-Lippischen Schwelle im Verlaufe der subherzynen Gebirgsbildung während des Turons und Coniacs gerieten die noch unverfestigten Sedimente des Cenomans und Turons im Bereich des Teutoburger Waldes teilweise ins Rutschen und wurden anschließend in Form von Gleitschollen, so genannten Herpolithen, innerhalb jüngerer Sedimente, insbesondere im Emscher-Mergel des Münsterländer Kreide-Beckens, abgelagert.

Die ehemals schwach geneigt auf dem nach Norden einfallenden Meeresboden lagernden Sedimente des Cenomans und Turons sowie des Unterconiacs sind heute

Bildtafel 3 Fossilien des Obercampans (Oberkreide-Zeit)

- 1: *Belemnitella mucronata* (v. SCHLOTHEIM), Dielingen- und Haldem-Schichten
- 2: „Seegras“ *Thalassocharis westfalica* HOSIUS & v. D. MARCK, Haldem-Schichten
- 3: *Bostrychoceras polyploum* (ROEMER), Obere Haldem-Schichten
- 4: Kieselchwamm *Coeloptychium* sp., Dielingen- und Haldem-Schichten
- 5: *Spondylus spinosus* (SOWERBY), Dielingen- und Haldem-Schichten
- 6: *Pinna cretacea* (v. SCHLOTHEIM), Dielingen- und Haldem-Schichten
- 7: *Debeya haldemiana* (SAPORTA & MARCK), Haldem-Schichten
- 8: *Trachyscaphites pulcherimus* (ROEMER), Obere Haldem-Schichten



2 cm

1



2 cm

2



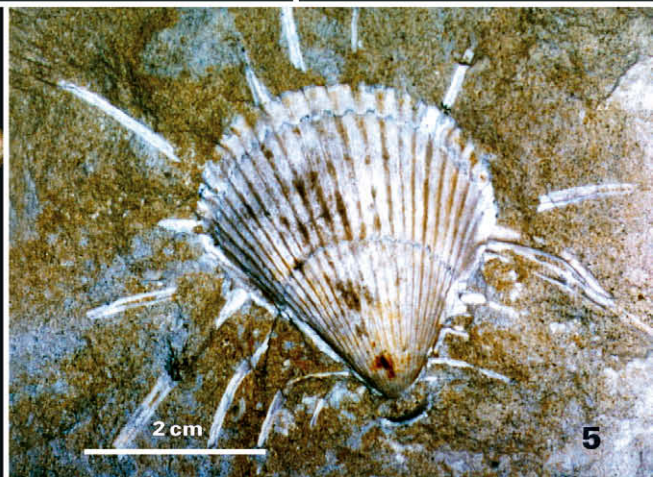
2 cm

3



2 cm

4



2 cm

5



2 cm

6



2 cm

7



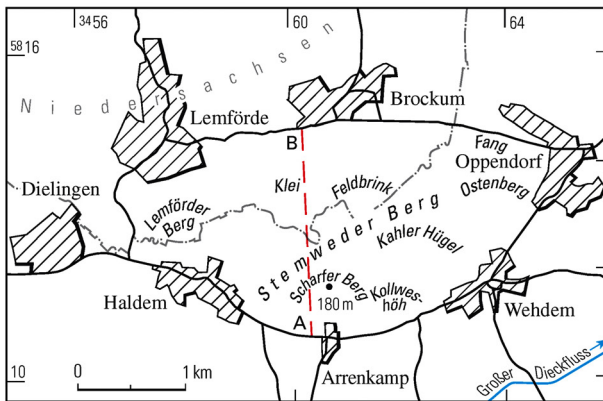
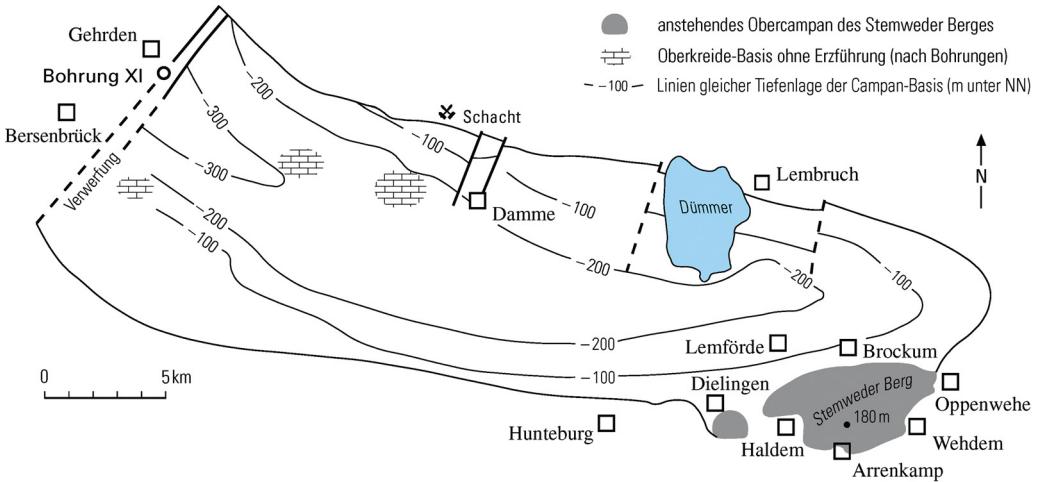
2 cm

8

im Bereich des Teutoburger Waldes steil gestellt bis überkippt, eine Folge von Bewegungsvorgängen gegen Ende der Kreidezeit im Zuge der alpidischen Orogenese. Letztlich steht dieser Vorgang in Zusammenhang mit der Alpenfaltung.

>> Der Stemweder Berg <<

Die Schichten des Campans sind nur im Bereich des Stemweder Berges zwischen Wiehengebirge und Dümmer erhalten, wo sie diskordant auf Schichten der tiefen



- B — Schnittlinie
- A — Schnittlinie
- ▤ spongiolithisch-glaukonitische Kalkmergelsteine mit vermehrten Kieselschwammageln
- ▤ spongiolithisch-glaukonitische Kalkmergelsteine
- glaukonitische Mergelkalksteine

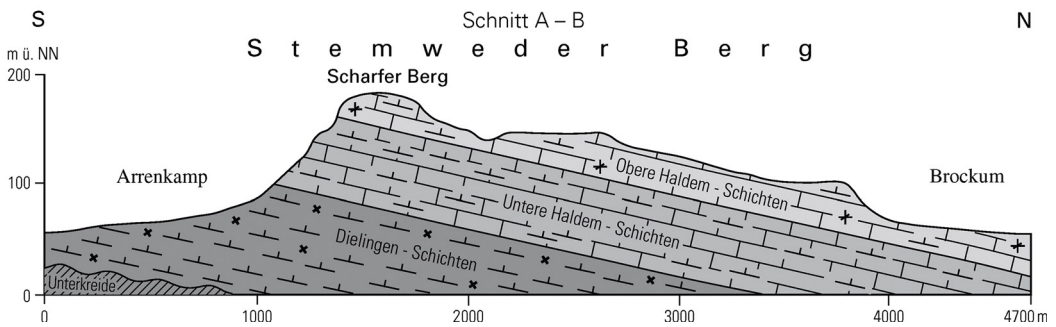


Abb. 22 Dammer Oberkreide-Mulde im Überblick mit einem Schnitt durch den Stemweder Berg (nach KAPLAN & RÖPER 1997, Mächtigkeiten z. T. nach DÖLLING, M. [in Vorb.])

Unterkreide liegen (Abb. 22). Durch die im Verlaufe des Turons und Coniacs einsetzende Heraushebung des Niedersächsischen Beckens wurden die Schichten der mittleren und tieferen Oberkreide und der höheren Unterkreide flächenhaft abgetragen. Mit Beginn des Campans waren die Hebungsbewegungen so weit abgeschwächt, dass sich im unmittelbaren Vorland der Westfälisch-Lippischen Schwelle ein Randtrog, die Dammer Oberkreide-Mulde oder Damme-Lemförde-Senke bilden konnte, in die das Meer im Verlaufe des Unterampans ingredierte. Der Höhepunkt der Überflutung fand dabei am Beginn des Oberampans statt. Am Ende der Kreidezeit wurden große Teile Norddeutschlands bereits wieder zu Abtragungsgebieten, eine Folge der damaligen Gebirgsbewegungen und globaler Meeresspiegelschwankungen.

Die Transgressionssedimente des Campans bestehen im Zentrum der Senke aus einem mehrere Meter mächtigen Basis-konglomerat aus glaukonitischen Sanden und früher abgebautem Trümmereisenerz. Darüber folgen am Fuß des Stewweder Berges zunächst noch feinsandig-tonige Schichten des Unterampans. Der Hauptteil der an der Geländeoberfläche anstehenden Obercampan-Schichten setzt sich aus hellen, gelblich grauen bis gelblich braunen, glaukonitischen, teilweise stark kieseligen Kalkmergel- und Mergelkalksteinen zusammen, wobei der hohe Anteil an Kieselsäure von Kieselschwämmen stammt. Ansonsten dokumentiert die individuellen- und artenreiche Fauna mit vom Festland eingeschwemmten Pflanzenresten (Taf. 3) einen flachmarinen, warmen und gut durchlüfteten Ablagerungsbereich.

Nach neueren Erkenntnissen lässt sich die Schichtenfolge der Dammer Oberkreide-Mulde in vier Abschnitte untergliedern, von denen nur die beiden mittleren im Bereich des Stewweder Berges an der Geländeoberfläche anstehen. Hierbei handelt es sich um das im Zentrum der Mulde vorkommende, bis 16,5 m mächtige Brauneisenerzkonglomerat. Darüber folgen die glaukonitischen Mergelkalksteine der Dielingen-

Schichten (mind. 120 m) und die spongiolitisch-glaukonitischen Kalkmergelsteine der Haldem-Schichten (110 m). Die die Schichtenfolge abschließenden feinsandigen und tonigen Bersenbrück-Schichten (80 bis 100 m) sind im Bereich des Stewweder Berges nicht mehr vorhanden und sind erst weiter nördlich bei Bersenbrück untertage anzutreffen. Insgesamt sind die Schichten des am Stewweder Berg ausstreichenden Unterampans mindestens 70 m und des Oberampans ca. 160 m mächtig (Abb. 22).

Paläogen und Neogen („Tertiär“)

(K. Skupin)

Ablagerungen aus der „Tertiär-Zeit“ oder dem Paläogen und Neogen, wie es laut Deutscher Stratigrafischer Kommission jetzt heißt, sind im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes nur von wenigen Stellen bekannt. Bei diesen Vorkommen handelt es sich meist um marine bis limnisch-fluviatile Füllungen von tektonischen Gräben oder Auslaugungstrichtern (Subrosionssenken), in denen die Sedimente vor Erosion geschützt überdauert haben (Tab. 2). Des Weiteren finden sich lokal immer wieder kleinste Reste von Sanden sowie Blöcke von Braunkohlenquarzit, die in diesem Zeitabschnitt entstanden sein können.

Von dem im Untermiozän einsetzenden nordhessischen Vulkanismus kündeten neben dem im Landschaftsbild weithin sichtbaren Desenberg östlich von Warburg noch weitere Vorkommen basaltischer Erstarrungsgesteine (z. B. am Uhlenberg bei Horn-Sandebeck) sowie das Auftreten Kohlensäure führender Mineralwässer etwa in Germete und in Volkmarshausen. Sie wurden dort im Übergangsbereich zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und der Hessischen Senke entlang den tektonischen Strukturen des Germeter Sattels und des Volkmarshausener Grabens durch Bohrungen erschlossen.

Tabelle 2
Gliederung des Paläogens und Neogens

System	Serie	Stufe	Unteres Weserbergland und Osnabrücker Bergland	Oberes Weserbergland (nach MEIBURG & KAEVER 1986)		
Tertiär	Neogen	Pliozän	Weser- und Diemelhöhen-schotter	Klipsberg-Schichten		
			Morsum			
		Miozän	Ober-	Sylt	Dörentrup-Schichten (terrestrisch) mit Lechtingen-Schichten (marin) und Nieheim-Schichten (marin; nur in Erdfall)	Basalte und Tuffe
				Gram		
				Langenfelde		
			Mittel-	Reinbek		
			Unter-	Hemmoor		
	Vierlande	?	Frielendorf-Schichten			
	Paläogen	Oligozän	Ober-	Chatt C	Obere Doberg-Schichten	Putz- und Mauersand
				Chatt B	Untere Doberg-Schichten mit Asterigerinen-Horizont	Ophiomorphen-Sand
			Chatt A	Kassel-Meeressand		
		Unter-	Rupel	Rupel-Schichten	Rupel-Schichten	
				Piepenhagen-Schichten		
			Latdorf	Brandhorst-Schichten	Prärupel-Schichten	
		Eozän		Tertiär-Quarzite	Prärupel-Schichten ? Tertiär-Quarzite	
		Paleozän	Ober-	Thanet		
			Unter-	Dan		

■ keine Ablagerungen bzw. nicht aufgeschlossen

Paläogen („Alttertiär“)

Nach einer kurzen Sedimentationspause zu Beginn des Paläogens, in der die Region bei tropischen Klimabedingungen der Verwitterung und Abtragung unterlag, transgredierte das Meer zu Beginn des Oligozäns, gegen Ende des „Alttertiärs“, erneut über die Westfälisch-Lippische Schwelle hinweg und fand Anschluss an die Hessische Senke.

>> Der Doberg bei Bünde – ein Dorado für Paläontologen <<

Reste dieses Meeresvorstoßes sind vor allem im Bereich des Dobergs bei Bünde überliefert (Abb. 23). Dort findet man ein

knapp über 130 m mächtiges Profil, das in einer ca. 1 200 m langen Ost – West streichenden, mit 25° zum Muldenzentrum einfallenden, salinar-tektonischen Senke liegt. Die früher zum Düngen der Felder abgebauten Oligozän-Gesteine beginnen über dunklen Lias-Sedimenten mit Schichten des Unteroligozäns (Latdorf). Zu unterst liegt ein Basiskonglomerat aus abgerollten Toneisensteingeoden sowie dickschaligen Muscheln der Lias-Zeit. Darüber folgen gelblich bis gelbbraune, kreuzgeschichtete Mergelsande und Feinsande mit schlecht erhaltenen Fossilien (Brandhorst-Schichten). Diese Sande gehen im Hangenden wiederum in tonige Quarzfeinsande mit Gerölllagen (Piepenhagen-Schichten) über, die dem Unteroligozän angehören. Der dar-

über liegende blauschwarze, glaukonitfreie, fette Ton entspricht den für weite Bereiche Nordwest- und Mitteldeutschlands typischen Rupel-Schichten aus blauschwarzem, fein gebändertem, schluffigem Ton und tonigem Schluff. Die Schichtenfolge des Oberoligozäns besteht wiederum aus einer Serie von sandig-glaukonitischen Ton- bis Kalkmergelsteinen mit zwischengelagerten festen Muschelschillbänken (Doberg-Schichten), die in einem subtropischen Flachmeer nahe der Küste sedimentiert worden sind.

Wegen seines Fossilreichtums, der das Interesse der Wissenschaftler und Hobbygeologen bereits früh weckte, wurde das Oligozän-Vorkommen des Dobergs seit Anfang des 19. Jahrhunderts immer wieder neu untersucht und beschrieben. Für die einzelnen Tiergruppen, die – Makro- und Mikrofauna zusammengenommen – weit über 500 Arten umfassen, liegen inzwischen jeweils monografische Bearbeitungen vor. Die größte Gruppe darin stellt mit 115 Arten die der Foraminiferen (kalkschalige Einzeller) dar, gefolgt von den Schnecken (95 Arten), den Muscheln (94 Arten) und den Seeigeln (17 Arten). Unter den Wirbeltieren sind die Fische mit 26 Arten am häufigsten vertreten. Am bekanntesten aus dieser arten- und individuenreichen Fauna sind dabei wohl die zahlreichen Schalen der Muschelgattung *Pecten*, des Seeiegels *Echinolampas kleinei* GOLDFUSS, die bis zu 20 cm großen Zähne des Riesenhais *Procarcharodon megalodon* AGASSIZ sowie das Skelett der Seekuh *Anomotherium langewieschei* (Abb. 24)

Vergleichbare unter- und mitteloligozäne Schichten wurden erst vor wenigen Jahren im Rahmen einer Forschungsbohrung im Kurpark von Vlotho in einem 100 m mächtigen Profil erbohrt. Oberoligozäne Ablagerungen sind auch aus dem Raum Osnabrück bei Belm-Astrup, Malbergen und dem Hof Pohlkotte südwestlich von Osnabrück bekannt. Aus dem Lipper Bergland sind die Vorkommen entlang der Bega bei Dörentrup-Neuenkamp sowie weiter nördlich bei Göttentrup, Kirchheide und Hohenhausen



Abb. 23 Oberoligozäne Gesteinsklippe am Doberg bei Bündel



Abb. 24 Die Seekuh *Anomotherium langewieschei* SIEGFRIED, ein Fund aus den oberoligozänen Schichten des Dobergs

zu nennen. Sehr viel weiter südlich ist noch ein Vorkommen bei Nieheim-Holzhausen mit glaukonitischen Mergeln nachgewiesen. Letztere gehören zum Kassel-Meeressand, der von Osten her bis auf die Linie Nieheim – Warburg abgelagert wurde.

Das mit allen drei Stufen vollständigste Oligozän-Profil stellt hierbei das des Dobergs dar, von dem die insgesamt ca. 70 m mächtige Schichtenfolge des Oberoligozäns seit 1971 das Richtprofil für das Chatt bildet. Wegen seiner überregionalen Bedeutung ist der größte Teil des Dobergs heute als Naturschutzgebiet ausgewiesen.

Sämtliche Oligozän-Vorkommen im Bereich der Westfälisch-Lippischen Schwelle sind als Reste eines einst geschlossenen Vorkommens anzusehen, das weitgehend wieder abgetragen wurde. Nur in wenigen durch spätere tektonische Einmuldung (z. B. am Hof Pohlkotte), grabenartige Versenkung (z. B. Krevinghausen) oder Subrosion (z. B. Doberg) tief liegenden und dadurch geschützten Bereichen konnten Oligozän-Schichten der Abtragung entgehen.

Neogen („Jungtertiär“)

Ablagerungen des Miozäns sind nur im nördlichen Wiehengebirgsvorland flächenhaft nachgewiesen. Dort sind unter Schichten des Quartärs marine Glimmersande, Schluffe und Tone erbohrt. Im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes sind diese nur in einer Reihe von salinar-tektonischen Senken überliefert, wo sie von der Abtragung verschont geblieben sind.

Bei den Miozän-Sedimenten handelt es sich teils um marine, teils um terrestrische Ablagerungen, welche das wiederholte Vordringen und Zurückweichen des Meeres in dieser Zeit widerspiegeln. Ein erster Meeresvorstoß ist vermutlich an der Wende Unter-/Mittelmiozän erfolgt. Dies wird durch fossilführende Glimmertone (Hemmoor) belegt. Ein zweiter und letzter Meeresvorstoß ist durch fossilfreie, glaukonitische Sande bei Lechtringen nördlich des Piesberges sowie von sehr viel weiter südlich aus einem subrezentem Erdfall bei Nieheim bekannt, wo jeweils Sande des Mittelmiozäns (Reinbek) nachgewiesen wurden. In der Zeit dazwischen hatte sich das Meer vermutlich zurückgezogen, sodass sich ausschließlich terrestrische Ablagerungen

bilden konnten. Deren Zusammensetzung ist sehr wechselhaft. Neben humosen Tonen mit Braunkohle wurden in den verschiedenen Senken und Erdfallfüllungen des Bereichs Osnabrück, Belm-Astrup und Vlotho vor allem Sande erbohrt.

>> Die Braunkohle von Dörentrup <<

Das größte und bekannteste Miozän-Vorkommen liegt bei Dörentrup, östlich von Lemgo. Es besteht aus einer bis zu 84 m mächtigen Abfolge quarzreicher limnisch-fluviatiler Sande mit zwischengeschalteten Tonen und heute weitgehend abgebauten lokalen Braunkohlenflözen (acht Braunkohlenflöze mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 4 m) und ist nach pollenanalytischen Befunden mit der obermiozänen Oberflöz-Gruppe der Niederrheinischen Braunkohlenformation zu parallelisieren.

Aus dem jüngsten Neogen (Pliozän) sind ausschließlich terrestrische Ablagerungen bekannt. Hierbei handelt es sich wiederum vor allem um Füllungen von Subrosionssenken. Nachweise von humosem Ton stammen etwa vom Westhang des Piesbergs, östlich von Bad Essen und östlich von Dörentrup. Zum anderen erfolgte mit der einsetzenden kräftigen Hebung des Berglandes und der damit zunehmenden Reliefenergie eine verstärkte fluviatile Erosion und Terrassenbildung entlang den Flüssen. Dies gilt zum Beispiel für die Weser, doch werden entsprechende Abflüsse auch für die weiter westlich gelegenen Regionen angenommen, wobei die Flüsse vermutlich aus dem Sauerland über die Westfälische Bucht und das Weser- und Osnabrücker Bergland hinweg in das Neogen-Meer mündeten. Entsprechende Ablagerungen sind jedoch von dort nur vereinzelt bekannt und dann nur unter Vorbehalt einem der heutigen Fließgewässer zuzuordnen. Ansonsten sind aus dem Neogen infolge der intensiven subtropischen Verwitterung vor allem verschiedene Einebnungsflächen überliefert. Die seit dem Obermiozän andauernde Gebirgshebung trägt im mittleren Diemelgebiet ungefähr 400 – 480 m.

>> Terrassenreste auf den Höhen <<

Nach dem Rückzug des Meeres im höchsten Oligozän und Mittleren Miozän setzte schon bald die Verwitterung und Abtragung der Landschaft ein. Flüsse und Bäche, die ihre Quellen in den höher gelegenen Mittelgebirgsregionen hatten, flossen unter verstärkter linienhafter Eintiefung auf den alten Abtragungsflächen den Tieflandsgebieten im Norden zu, wobei sie sich zu größeren Gewässern vereinigten. Anfänge dieser Talentwicklung sind nur außerhalb des Weser- und Osnabrücker Berglandes, im Nordostteil des Reinhardswaldes, bekannt. Der ca. 180 m über dem heutigen Talboden vorhandene, vermutlich hoch-oligozäne Höhenschotter ist stark gebleicht und besteht zum überwiegenden Teil aus widerstandsfähigem Quarz und fast

weißem Lydit. Ansonsten sind nur noch von der Diemel entsprechende Terrassenreste beschrieben. Bei einer Höhenlage von ca. 110 – 140 m über dem Talniveau ist es allerdings fraglich, ob sie neogenzeitlich sind.

Quartär

(K. Skupin)

Die Quartär-Zeit, der jüngste Abschnitt der Erdgeschichte, ist geprägt durch außerordentliche Temperaturschwankungen. So gab es mehrere Kaltphasen, in denen das Weser- und Osnabrücker Bergland unter ca. 200 m mächtigen Eismassen lag, die von Skandinavien bis an den Niederrhein vorgedrungen waren. Dazwischen gab es

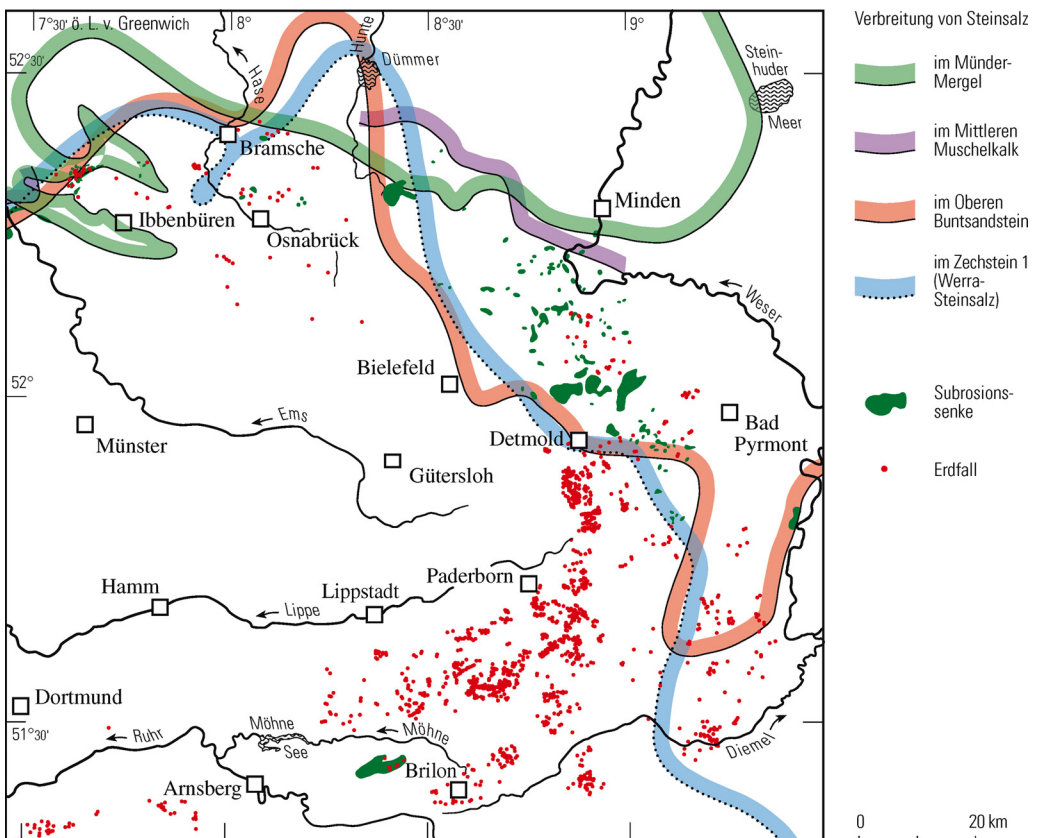


Abb. 25 Subrosionssenken und Erdfälle im Verbreitungsgebiet auslaugungsfähiger Gesteine

Warmphasen, in denen die Durchschnittstemperaturen höher lagen als heute (Tab. 3).

Das Weser- und Osnabrücker Bergland als mesozoischer Gebirgsriegel zwischen den Flachlandgebieten des Münsterlandes und der Norddeutschen Tiefebene lässt zunächst keine mächtigen Quartär-Abfolgen erwarten. In den letzten 20 Jahren hat der Nachweis zahlreicher mit quartären Lockersedimenten gefüllter Subrosionssenken innerhalb dieser Region jedoch erheblich zur besseren Kenntnis der Sedimentationsgeschichte auch der älteren Quartär-Abschnitte beigetragen (Abb. 25). Anhand der dort gefundenen Profile, die zum Teil eine lückenlose Abfolge von den semiterrestrischen Neogen-Sedimenten über die Flussterrassen des Unterpleistozäns bis zu den jüngsten Ablagerungen des Holozäns umfassen, lässt sich die Entwicklung in diesem jüngsten, spannenden Abschnitt der Erdgeschichte rekonstruieren.

Während des Mittelpleistozäns wurde das Gebiet zweimal unter dem aus Skandinavien vorrückenden Inlandeis begraben und dadurch nachhaltig geprägt. In der ehemals vom Eis bedeckten Mittelgebirgslandschaft sind neben den Terrassensedimenten der Flüsse vor allem die Ausschmelzprodukte der Gletscher zu nennen, die teils flächenhaft – wie Grundmoräne, Vor- und Nachschüttsand –, teils aber auch in Form größerer und kleinerer Lockergesteinskörper – wie Endmoränen, Kames und Kameterrassen – die Landschaft prägen. Welche dieser im Gelände überlieferten Formen jeweils dem Elster- oder dem Saale-Eis zuzuordnen sind, ist nicht immer klar zu entscheiden.

Entlang den Flüssen und Bächen ist eine Reihe von verschiedenen alten Terrassen zu finden. Ihre Ablagerungen helfen die Entwässerungsgeschichte innerhalb der Mittelgebirgslandschaft im Laufe der Quartär-Zeit zu rekonstruieren. Terrassen sind ein Kennzeichen der periglaziären Klimabereiche im unmittelbaren Umfeld der Gletscher. Hier fielen durch die Frostsprengung große

Tabelle 3
Gliederung des Quartärs

Jahre vor heute	überregionale Gliederung			
10 000	Holozän			Subatlantikum
				Subboreal
				Atlantikum
				Boreal
				Präboreal
13 000	Oberpleistozän	Weichsel	Spätglazial	Jüngeres <i>Dryas</i>
				Alleröd
		Hochglazial	Älteres <i>Dryas</i>	
			Bölling	
110 000				Ältestes <i>Dryas</i>
				Frühglazial
127 000		Eem		
330 000	Mittelpleistozän	Saale	Warthe	
			Vorselaer	
			Drenthe	
			Wacken/Schöningen	
			Fuhne	
790 000		Holstein		
		Elster		
		Cromer		
2,6 Mio.	Unterpleistozän	Bavel		
		Menap bis Eburon		
		Tegelen		
		Prätogelen		

Tabelle 3
(Fortsetzung)

Weser- und Osnabrücker Bergland	
<p>Abschwermmassen in Subrosionssenkten</p>	<p>Breitenberg-Niveau — Echtemberg-Niveau — Fürstenberg-Niveau — Gewisserruh-Niveau — Hehlen-Niveau — Kathagen-Niveau — Würgassen-Niveau — Lauenförde-Niveau — Vorschüttungs- und Beckenton — Grundmoräne (= Elster-Moräne) — Nachschüttungs- — Reinerbach-Niveau (Mittelterrassenkomplex) — Niedermoor, Bodenbildung — Wehrden-Niveau (Mittelterrassenkomplex) — Wacken/Schöningen-Schichten — Vorschüttungs-, Beckenton und Staubeckenschüttungen — Grundmoräne (= Saale-Moräne) — Nachschüttungs-, Kame — Jüngere Mittelterrasse/Ältere Niederterrasse — Niedermoor — Ältere Niederterrasse — Löss, Sandflöss — Bimstuf — Niedermoor, Usselo-Horizont — Fließerde — Jüngere Niederterrasse — Älterer Flugsand, Ältere Dünen — Jüngerer Flugsand, Jüngere Dünen — Niedermoor, Ammoor — Wiesenkalk, Wiesenmergel — Raseneisenstein — Sinterkalk — Hochmoor — Auenlehm, Auensand — Künstliche Aufschüttung</p>
<p>Oberterrasenkomplex</p>	

Mengen von Gesteinsschutt an, die sich im Laufe der Zeit in die Täler verlagerten. Die nur während der Schneeschmelze Wasser führenden Bäche und Flüsse konnten die Schuttmengen nicht vollständig beseitigen, sodass sie dort liegen blieben und die Flusstäler auffüllten. Während der Warmzeiten schnitten sich die durch Schnee- und Eisschmelze wasserreichen Flüsse darin ein, wobei Reste der alten Talfüllung entlang den Fließgewässern als Terrassen stehen blieben. An den darüber liegenden Hängen, die die fließenden Gewässer nicht erreichten und so den Gesteinsschutt dort nicht beseitigen konnten, sind entsprechend Fließerden, Blockströme und Blockhalden vorhanden. In den größeren Senken (Börden), aber auch in den kleineren Mulden und Rinnen sind mehr oder weniger mächtige Ablagerungen von äolischen Sedimenten (Löss, Sandlöss) erhalten. Die in den extrem kalten und trockenen Phasen der Kaltzeiten entstandenen Ablagerungen haben einst das gesamte Weser- und Osnabrücker Bergland bedeckt. Die klimatischen Bedingungen, die denen der heutigen Tundren bis Polarwüsten entsprechen, ließen nur eine spärliche Vegetation zu. Die damals herrschenden kalten Winde konnten so die bloßliegende Geländeoberfläche ungehindert angreifen. Es waren wohl vor allem die weiten Schotterfluren der Flüsse in der Norddeutschen Tiefebene, die große Mengen von feinen Sand- und Staubeilchen lieferten. Diese fielen durch die damals herrschende Frostverwitterung reichlich an. Vermutlich wurden dabei die leichten Quarzteilchen aus vegetationslosen Gebieten weggeführt und in Gebieten mit Bewuchs wieder abgesetzt.

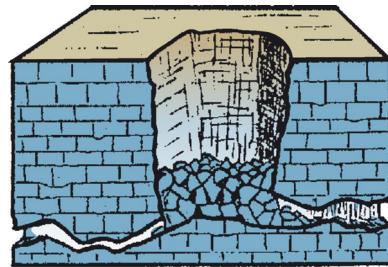
Zu den jüngsten Bildungen gehören die der Flüsse und Bäche. Man findet sie in den Auen der Täler in Form feinkörniger Auen-sedimente oder Schwemmlerme, hervorgegangen vor allem aus umgelagertem Löss. Häufig werden sie von moorigen und anmoorigen Bereichen unterbrochen. Auch die Flugsande und Dünen der Region sind erst in der Holozän-Zeit – also der Warmzeit, in der wir heute leben – entstanden.

Pleistozän

Sedimente

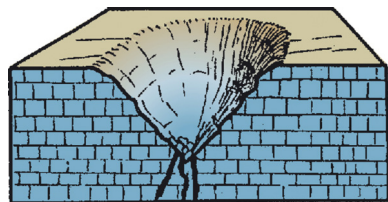
in Erdfällen und Subrosionsenken

Die im Weser- und Osnabrücker Bergland vorhandenen Erdfälle und Dolinen gehen hauptsächlich auf die Auslaugung der leicht löslichen Sulfatgesteine in den Schichten des Oberen Buntsandsteins, des Mittleren Muschelkalks, des Mittleren Keupers (Gipskeuper) und des Malms beziehungsweise



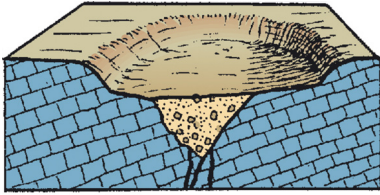
Schachtdoline mit Einsturzmaterial

der Unterkreide (Münder-Mergel) zurück. Diese Senken oder Einsturztrichter sind eine Folge der Verkarstung, das heißt der Erosion und Herauslösung von vor allem Gips und Anhydrit durch oberirdisches und unterirdisches Wasser (Abb. 26). Durch allmähliches oder ruckweises Nachsinken des über dem abgelagerten Salinargestein verbliebenen Fest- und Lockergesteins ist es zu nahezu kreisrunden oder mehr lang gestreckten, elliptischen Einsturztrichtern mit bis zu 300 m Durchmesser gekommen. Das bekannteste Erdfallfeld über Gesteinen des Mittleren Muschelkalks ist das von



Trichterdoline

Abb. 26 4 verschiedene Subrosionserscheinungen (auf dieser Doppelseite)



Schüsseldoline
(aus verstopfter Trichterdoline entstanden)

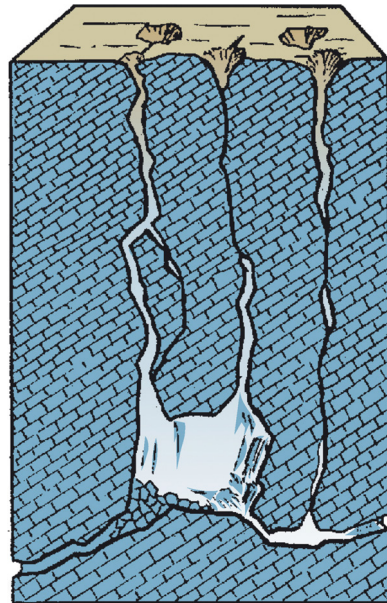
Schmedissen, westlich von Bad Meinberg, wo Gips führende Gesteine oberflächennah anstehen. Entsprechende Einsturztrichter im Bereich des Gipskeupers sind beispielsweise die zahlreichen Vorkommen nordwestlich von Borgentreich. Vermutlich ebenfalls auf Auslaugungsvorgänge im Gipskeuper sind die Erdfälle im Gebiet Lichtensberg und Bad Seebuch zwischen Vlotho-Valdorf und Kalletal-Hohenhausen zurückzuführen.

Während es sich im Gebiet Lichtensberg um trockene Erdfälle handelt, die im Wald versteckt liegen, befinden sich nicht weit davon entfernt, in der Geländesenke des Linnenbeeketals bei Bad Seebuch, drei nasse, mit torfigen Sedimenten gefüllte Erdfälle, von denen der so genannte Moortrichter am 15. Juni 1970 unvermittelt einbrach und einen 25 m tiefen und ca. 80 m breiten Trichter zurückließ.

Der Beginn der Erdfallbildung ist nicht genau bekannt, doch dürfte sie sich mit dem Beginn des Quartärs intensiviert haben.

Wesentlich größere Ausmaße und Bedeutung als Sedimentfallen gegenüber den Erdfällen besitzen die so genannten Subrosionssenken (= Auslaugungssenken) im Bereich des Lipper Berglandes, des Ravensberger und des Mindener Landes (Abb. 25). Seit dem Erstdnachweis für das Hücker Moor bei Bündel im Jahre 1951 und danach Mitte der 70er-Jahre des 20. Jahrhunderts bei Grundwassererschließungsbohrungen im Raum Detmold sind bis heute über 90 Subrosionssenken bekannt geworden. Ihr Auftreten ist an die im Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes flächenhaft vorhandenen Salinargesteine (Steinsalz, Anhydrit, Gips), des Zechsteins, des Oberen Buntsand-

steins (Röt), des Mittleren Muschelkalks und des Münder-Mergels gebunden, die dort zum Teil mächtige Lager bilden. Die Steinsalz- und Anhydritabfolgen des Zechsteins sind von Nordosten bis ungefähr auf die Linie Warburg – Nieheim – Lage – Lemförde nachzuweisen, wobei die Mächtigkeit westlich von Borgholz maximal 390 m erreicht. Noch weiter erstreckt sich zum Teil das Röt-Salz, dessen Verbreitungsgrenze von Peckelsheim über Nieheim quer durch das Steinheimer Becken in Richtung Schwalenberg – Bad Meinberg – Berlebeck bis nach Oerlinghausen und Spenge verläuft. Die Mächtigkeit des Röt-Salzes erreicht maximal 20 m. Steinsalz des Mittleren Muschelkalks mit erbohrten Mächtigkeiten von bis zu 100 m liegt jenseits der Linie Velheim – Lübbecke – Hunteburg. Das Steinsalz des Münder-Mergels beschränkt sich im Wesentlichen auf das Wiehen- und Wesergebirgsvorland und den Raum Bentheim – Tecklenburg, wo es eine Mächtigkeit von 140 – 160 m erreicht. An den Stellen, wo durch Salzauslaugung Hohlräume entstanden sind oder wo das Salz durch den auflastenden Gebirgsdruck abgewandert ist, sind die darüber liegenden Sedimente



Karstschächte und -schlote

abgesunken, was sich trotz der zum Teil großen Tiefenlage dieser Vorgänge (ca. 1 200 m) bis an die Geländeoberfläche bemerkbar macht. Die Absenkung der Festgesteinsdecke beträgt in der Mehrzahl der Fälle 30 – 60 m, maximal über 100 m. So wurden beispielsweise bei Detmold-Mosebeck in einer Bohrung 139 m mächtige Lockergesteine angetroffen. Gravimetrische Untersuchungen lassen im Zentrum der Senke sogar eine maximale Quartär-Mächtigkeit von 170 m erwarten. Der Durchmesser der Senkungsgebiete beträgt zum Teil mehrere Quadratkilometer. Das größte Senkungsfeld im Bereich Lippe wurde mit 12,5 km² zwischen Lage und Lemgo bei Hardissen-Hörstmar nachgewiesen. Noch weitaus größer ist jedoch die Absenkungszone im Bereich des Wiehengebirgsvorlandes, wo sich der Untergrund zwischen Minden und Bohmte weiträumig über ausgelagtem Salz des Münder-Mergels abgesenkt hat. Die Form der Subrosionssenken ist meist elliptisch mit Ausrichtung in der



Abb. 27 Subrosionssenke Blomberg-Hohedömsen mit cromerzeitlicher Füllung

Richtung der vorhandenen tektonischen Störungen und Faltenachsen, entlang denen die aufsteigenden kohlenstoffreichen Tiefenwässer des miozänen Vulkanismus mit dem Salz in Berührung kamen und es dabei weglösten. Unregelmäßige Umrisse sind oftmals auf das Zusammenwachsen eng beieinander liegender Einzelsenken zurückzuführen.

Die ältesten Subrosionssenkenfüllungen bestehen aus Sedimenten des Oligozäns. Die Mehrzahl der Subrosionssenken ist jedoch mit warmzeitlichen Sedimenten des Pleistozäns, in der Regel Abschwemmungen aus Keuper-Zersatzmaterial mit humosen Einschaltungen des Waals, Bavels, Cromers (= Hunteburg-Warmzeit), Holsteins und Eems erfüllt (Abb. 27), doch kommen auch kaltzeitliche Ablagerungen in Form fluviatiler Schotter oder glazigener oder glazifluviatiler Tone und Sande des Menaps, Elsters, Saales und Weichsels vor.

Durch die gleichmäßige Verfüllung der Ablagungsstrukturen mit jungen Sedimenten bis in die jüngste Erdgeschichte hinein (z. B. Löss, Auensedimente) ist die Lage der Senken in der Regel morphologisch nicht zu erkennen und ihr Auffinden dem Zufall bei Aufschluss- und Bohrtätigkeiten überlassen.

Sedimente des Inlandeises

>> Das Elster-Eis –
nur wenige Spuren zeigen den Weg <<

In der Elster-Kaltzeit erreichte das nord-europäische Inlandeis nachweislich zum ersten Mal das Weser- und Osnabrücker Bergland. Vor allem in Mitteldeutschland drang das Eis im Bereich des Thüringer Beckens weit nach Süden vor und reichte randlich bis an das Weserbergland heran. Im nördlichen Wiehengebirgsvorland sind die glazigenen und glazifluviatilen Sedimente der Elster-Vereisung flächenhaft unter der Weser-Mittelterrasse und den Ablagerungen der Saale-Zeit nachzuweisen. Weiter geborgseinwärts verlieren sich die

Spuren mehr und mehr, und die Zeugnisse werden zunehmend spärlicher und unsicherer. In den dort bestehenden Abflussrinnen, etwa der Espelkamp-Mindener Rinne, den kameartigen Ablagerungen des Ravensberger Kiessandzuges und von Markendorf, werden neben stark vorherrschenden einheimischen Geröllen innerhalb der Sande und Kiese immer wieder auch einzelne ostbaltische Geschiebe angetroffen, die aufgrund der sonstigen Schichtenfolge aufgearbeiteten elsterzeitlichen Ablagerungen entstammen müssen. Dies gilt auch für die altersgleichen Schotter in der Salze-/Mühlenbachtalung.

Entlang der Weser sind als südlichste Zeugen des Elster-Eises im Bereich Bodenwerder mehrere Geschiebe nachgewiesen. Das markanteste ist ein Granitfindling beim Dorf Brökeln. Die Vorkommen liegen alle in einer Höhe von ca. +130 m NN, das heißt ca. 55 m über dem Wesertal im Würgassen-Niveau der Weserterrassen. Das ist für Eiszeitforscher ein Hinweis darauf, dass diese Relikte durch nach Süden abfließende Schmelzwässer oder das Abschmelzen von Eisschollen auf einem Eisstausee an ihre Fundpunkte gelangt sind.

>> Die Saale-Kaltzeit – nur noch die Bergspitzen ragten aus dem Eis <<

Während der Saale-Zeit stieß das nordeuropäische Inlandeis erneut nach Westfalen vor und bedeckte mit seinen Gletschern das Land bis zum Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges sowie westlich des Rheins. Dieser Vorstoß verlief in Form einzelner Gletscherströme, die sich mehr oder weniger parallel oder zeitlich kurz voneinander versetzt vorwärts bewegten. Der Vorstoß wurde mehrfach von Stillstands- oder Rückschmelzphasen unterbrochen, in denen die Jahresdurchschnittstemperatur für einige Zeit höher lag.

Nach dem langen Weg über die Norddeutsche Tiefebene, auf dem das Eis mehr und mehr an Mächtigkeit eingebüßt hatte,

bildete das Weser-/Wiehengebirge ein beträchtliches Hindernis, das den Vorstoß verlangsamt und an manchen Stellen sogar zum Stillstand brachte. Nur der erste und mächtigste Gletscher drang in das Weser- und Osnabrücker Bergland vor, überquerte es an manchen Stellen ganz und vereinigte sich in der Westfälischen Bucht mit dem aus Westen heranrückenden Gletschereis.

Nach ihrer Vereinigung setzten die beiden Eiskörper ihren Weg gemeinsam in östlicher bis nordöstlicher Richtung fort. Dieser saalezeitliche Hauptgletscher, der so genannte Emslandgletscher 1, der mit seinem östlichen Teil das Weser- und Osnabrücker Bergland als einziger vollständig überschritt und deshalb dort auch Osnabrücker Gletscher genannt wird, hatte seinen Ursprung in Südschweden. Dies ist aus dem Geschieben in den Moränenresten abzuleiten, die man heute im Bergland und in der Westfälischen Bucht findet und die überwiegend oder ausschließlich nordische Kristallineschiebe aus Südschweden enthalten (Abb. 28).

Beim Übertritt des Gletschers aus der Norddeutschen Tiefebene in das Weser- und Wiehengebirge folgte das Eis zunächst den Tälern und schob sich anschließend auch über die Pässe und höher gelegenen Teile der Berglandschaft. Am Gretberg nördlich von Detmold und am Roten Berg östlich von Heiden sind Geschiebereste bis in eine Höhe von +230 bis +235 m NN nachgewiesen. Größere Geländehindernisse wie Berge und Höhen wurden umflossen und ragten aus dem Eis hervor.

Auf dem felsigen Untergrund zeugen Gletscherschrammen vom Vordringen des Eises. Die Schrammen auf den Karbonsandsteinen des Piesbergs, die überwiegend in Richtung Nordnordost – Südsüdwest verlaufen und somit die Bewegungsrichtung des Eises dokumentieren, sind am bekanntesten.

Nach heutiger Kenntnis hat das Eis vor allem die Täler von Hunte, Aue und Weser sowie die breiten Gebirgsöffnungen zwischen den Bückebergen und dem Süntel

bei seinem Vorstoß genutzt. Entsprechend werden diese Teilgletscher des Osna-brücker Gletschers von West nach Ost als Hunte-, Aue-, Porta-, Westsüntel- und Hamelgletscher bezeichnet. Charakteristisch für die einzelnen Teilgletscher ist der Bestand an Geschieben aus heimischen Sedimentgesteinen. Diese erlauben eine präzise Abtrennung der Teilgletscher voneinander und entschlüsseln auch den von ihnen benutzten Weg. Die beiden westlichsten, die im Bereich von Rahden – Osna-brück gegen das Bergland vorrückenden Hunte- und Auegletscher, haben das Bergland vollständig überquert und in der Westfälischen Bucht Anschluss an das gleichzeitig von Westen her eindringende Eis gefunden. Der Portagletscher im Bereich der Porta Westfalica, der Durchbruchstelle der Weser zwischen Wiehen- und Wesergebirge, kam nur bis an den Teutoburger Wald heran, wo er schließlich stagnierte (Osning-Halt). Seine Sand- und Gesteins-

fracht breitete sich über die bestehenden Gebirgsdurchlässe in die Westfälische Bucht aus, wo sie heute den dort weit verbreiteten Senne-Sander bildet. Westsüntel- und Hamelgletscher stießen im Wesertal bis wenige Kilometer südlich von Hameln sowie bis an die gegenüberliegenden Hänge des Lipper Berglandes vor. Während der Südrand von Hunte- und Auegletscher nicht genau zu fassen ist, ist dieser für den Portagletscher noch innerhalb des Unteren Weserberglandes durch mehrere hintereinander liegende Satzendumoränen belegt. Sie sind beim Abtauen und Zurückweichen des Eises zwischen dem Osning und der Weser bei Hameln unter Ausparung großer Teile des Lipper Berglandes entstanden und werden entsprechend ihrer Lage von Ost nach West als Dörenschlucht-Hemeringer Halt, Osning-Halt, Bielefeld-Vlothoer Halt und Löhner Halt bezeichnet. Berühmt sind die großen Findlinge, die so genannten Johannessteine (s. S. 169, Taf. 6) in Lage, die aus einer solchen Satzendumoräne stammen.



Abb. 28 Findling einmal anders – der Süntel- oder Teufelstein im Wiehengebirge nordwestlich von Vehrte

In größerer Entfernung vom Eisrand ist die Größe und Ausdehnung der genannten Teilgletscher stellenweise durch das Auftreten glazigener Sedimente belegt. Beispiele hierfür sind der Frotheimer Kiessandzug südlich von Rahden oder der Ravensberger Kiessandzug zwischen Bünde-Habighorst und Herford-Elverdissen. Beide sind wohl als Kames zu deuten, die in den Spalten des zerfallenden Eises von den nach Süden gerichteten Schmelzwässern abgelagert wurden. Beim Ravensberger Kiessandzug ist die Genese allerdings bis heute umstritten.

Der Hamelgletscher markiert mit seinen Ablagerungen im Wesertal den südlichsten Vorstoß des drenthezeitlichen Inlandeises. Seine Reste werden zwischen Hameln und der Porta Westfalica von mächtigen Schmelzwasserablagerungen und sub-aquatischen Staubeckenschüttungen des Porta- und des Westsüntelgletschers verdeckt, die sich durch die Pässe in das Wesertal ergossen und dort dann den Abfluss der Weser plombierten.

>> Das saalezeitliche Eis
versperrt der Weser den Weg <<

Die vor dem Eisrand aufgestauten Wassermassen bewegten sich nur noch eingeschränkt entlang dem Eisrand oder unter dem Eis, von wo aus sie dann in Schmelzwasserrinnen abfließen konnten. Vor der Gletscherstirn bildete sich ein großer Eisstausee, der Rintelner Eisstausee, der sich sukzessive aufhöhte und bis in das Werretal zwischen Bad Oeynhausens, Löhne und Herford reichte, wo er in unterschiedlichen Höhengniveaus 3 – 7 m mächtige Beckenschluffe und -tone aus Schmelzwasser- und Weserfeinmaterial hinterließ (Abb. 29). Zwischenzeitlich gab es auch mehrere Eisstauseen, aber während des Wasserhöchststandes (ca. +175 m NN) dürfte im Bereich des Weserberglandes ein zusammenhängender See bestanden haben. Dessen Wasser floss nach bislang unbestätigten theoretischen Erwägungen sowohl nach Süden über das Werra-Fulda-System zur Lahn als auch nach Westen über einzelne Durchlässe des Teutoburger Waldes in das Münsterland ab.

Eindrucksvolle Hinterlassenschaften des saalezeitlichen Inlandeises in diesem Raum sind mächtige Kies- und Sandablagerungen südöstlich der Porta Westfalica. Beiderseits der Weser liegen dort ausgedehnte und mächtige Schichtkomplexe, die subaquatisch in Schmelzwasserseen abgelagert worden sind. Die Sedimente wurden über die Durchlässe des Wesergebirges in das damalige Wesertal geschüttet, wo sie sich in einem Delta in den Eisstausee ergossen. Von Hausberge an der Porta bis nach Veltheim lassen sich solche Aufschüttungen im Bereich des Buhn über mehrere Kilometer hinweg verfolgen. Weitere derartige Vorkommen sind auch vor den sich östlich daran anschließenden Pässen anzutreffen, von denen die Vorkommen unterhalb der Pässe von Kleinenbremen (Emme) und Steinbergen wiederum am deutlichsten sind. Südlich der Weser besitzt allein das Vorkommen von Möllenbeck-Krankenhagen mit mehr als 70 m eine vergleichbare Mächtigkeit und



Abb. 29 Saalezeitlicher Beckenton bei Kirchlengern

Ausdehnung. Bei Bad Oeynhausens sind nur noch kleinere Sand- und Kieslager vorhanden. Vermutlich sind diese Vorkommen ehemals in einem einzigen Sand- und Kieskörper (= subaquatischer Fächer) verschmolzen gewesen, ehe dieser durch die nachfolgende Erosion in die heute vorliegenden Einzelvorkommen zerlegt worden ist. Dies geht vor allem aus der gleichen Höhenlage der einzelnen Deltaschichten zwischen den Kieskörpern der Porta und denen bei Möllenbeck-Krankenhagen hervor.

Charakteristisch für die Sand- und Kiesablagerungen der verschiedenen Deltakomplexe des Rintelner Eisstausees ist ihre ausgeprägte Schwemmfächerform. So fallen die Schichten nahe des Wesergebirges mit bis zu 30° gegen die Weserniederung ein. In den Aufschlüssen erscheinen die Sedimente meist deutlich geschichtet mit speziellen Stapelungsmustern, an denen sich unterschiedliche Seespiegelhöhen erkennen lassen. Die einzelnen Schichten keilen häufig schnell aus und kreuzgeschichtete Sedimente werden von Schichten mit großdimensionaler Schrägschichtung abgelöst. Daneben liegen Hinweise vor, dass Gerölle aus Sand und Ton auch in halbverfestigten Zustand transportiert worden sind (Abb. 30).



Abb. 30 Kameablagerung bei Markendorf mit einem Sandblock, der in gefrorenem Zustand transportiert worden ist

Die Zusammensetzung der Schotter ist recht bunt. Sie enthalten sowohl Anteile aus dem Einzugsbereich der Weser, wie Thüringerwaldporphyr und -granit, Kiesel-schiefer, Gangquarz und mesozoische Gerölle, als auch nordische Kristallin- und Sedimentärgeschiebe. Die Gerölle sind meist gut gerundet. Nur die größeren Blöcke und Gerölle sind kantengerundet oder eckig.

Im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes sind subaerische Schmelzwasserablagerungen heute vor allem entlang den Fluss- und Bachläufen (z. B. Salze und Werre) erhalten, wobei die ansonsten breitflächigen Ablagerungen in Kames eine größere Mächtigkeit erreichen.

Sedimente der Flüsse

Das Weser- und Osnabrücker Bergland wird durch eine Reihe größerer und kleinerer Flüsse entwässert. Hauptvorfluter ist die Weser, in die die meisten kleineren Fließgewässer münden. Die am Rande des Berglandes entlang dem Eggegebirge, dem Teutoburger Wald und dem Weser-/Wiehengebirge entspringenden Flüsse und Bäche

fließen mehr oder weniger direkt über die angrenzenden Tieflandsgebiete des Münsterlandes und der Norddeutschen Tiefebene den Flüssen Rhein und Ems und über diese der Nordsee zu. Das heutige Gewässernetz ist das Ergebnis der erdgeschichtlichen Entwicklung seit dem Neogen; aus dieser Zeit sind die ältesten fluvialen Schotterreste erhalten.

>> Der Einfluss des Klimas
auf Sedimentation und Abtragung <<

Die Zusammensetzung der entlang den Flüssen abgelagerten quartärzeitlichen Lockersedimente aus Kies, Sand, Schluff, Ton oder Torf ist vor allem durch klimatische Veränderungen im Verlaufe des Quartärs bedingt. In Abhängigkeit von den sich dabei ändernden Faktoren Temperatur, Niederschlag, Meeresspiegelhöhe und Vegetation kam es entlang den Fließgewässern zum wiederholten Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation der Sedimente.

Grundsätzlich bildeten sich während der Kaltzeiten so genannte verwilderte oder verflochtene Abflusssysteme heraus. Die Hauptakkumulation der Sedimente eines Terrassenkörpers fand meist zu Beginn und am Ende der Kaltzeiten statt, häufig nur undeutlich durch die Ablagerungen der dazwischen liegenden Warmzeiten getrennt. Im Hochglazial – der Zeit der niedrigsten Temperaturen – war die Sedimentation unterbrochen oder vermindert, da alles Wasser im Eis gebunden war. Durch das Tauen des Eises in den Warmzeiten stieg der Meeresspiegel bis auf das heutige Niveau an und bewirkte durch die hoch liegende Vorflut eine Verminderung des Fließgefälles der Flüsse und Bäche zum Meer hin. Kennzeichen dieser langsamen, strömungsarmen warmzeitlichen Fließgewässer ist ein Mäandrieren der Wasserläufe mit weit ausholenden Schlingen und dazwischen liegenden „Halbinseln“.

Insgesamt herrschen innerhalb dieser Terrassenablagerungen die kaltzeitlichen Ablagerungen eindeutig vor. Die warmzeit-

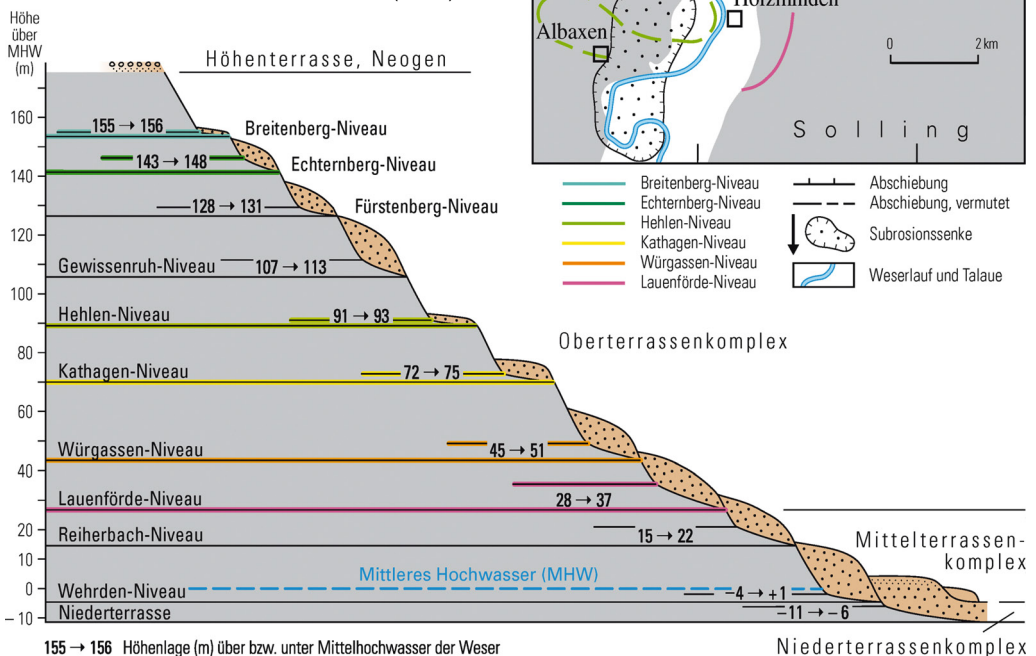
lichen Ablagerungen treten demgegenüber stark zurück, zeichnen sich jedoch durch eine größere Menge und Vielfalt an Floren- und Faunenelementen aus.

Neben den Klimaänderungen spielten auch Hebungen und Senkungen des Untergrundes eine wichtige Rolle für das Erosions- und Sedimentationsgeschehen. Hierfür sind sowohl tektonische als auch salinar bedingte Vorgänge anzunehmen.

>> Die Abfolge der Flussterrassen entschlüsselt die Flussgeschichte <<

Wegen der einheitlichen Steuerung durch das Klima und dessen Auswirkungen auf die Talbildung der Flüsse kann man davon ausgehen, dass Phasen der Eintiefung und der Sedimentaufschotterung an der Weser und an ihren Nebenbächen etwa zeitgleich verliefen. Deshalb lassen sich die verschiedenen Niveaus der Flussterrassen über die Wasserscheiden hinweg von Flussgebiet

Abb. 31 Quartärzeitliche Weserschlingen zwischen Hehlen und Hötter (rechts)
Die Terrassenniveaus der Weser (unten)



zu Flussgebiet verfolgen und miteinander parallelisieren. Bei ungestörter Lagerung wurde früher zwischen Oberen, Mittleren oder Unteren Terrassen beziehungsweise Terrassengruppen unterschieden. Hierbei ist im Oberlauf infolge des späteren Einschneidens der Flüsse die jeweils höhere, im Unterlauf und in Subrosionssenken infolge der Terrassenstapelung die jeweils tiefere Terrasse die ältere. Verwechslungen bei der Parallelisierung der Terrassen zwischen Ober- und Unterlauf lassen sich in diesem Zusammenhang durch die Bezeichnung Ältere oder Jüngere Terrasse oder, falls möglich, durch eine zeitliche Zuordnung vermeiden. Hilfreich bei der Korrelation der einzelnen Terrassenkörper ist neben deren Höhenlage aber auch deren Gesteinszusammensetzung, die zum Beispiel an der Weser durch die roten Buntsandstein-Gerölle, in anderen Fällen durch einen hohen Anteil an Muschelkalk- oder Keuper-Geröllen gegeben ist. Prälster- beziehungsweise präsaalezeitliche Terrassen sind je nach Einzugsgebiet frei von nordischen Geschieben, postelster- beziehungsweise postsaalezeitliche Terrassen sind hingegen meist durch einen mehr oder weniger hohen Anteil an nordischen Geschieben geprägt. Insofern lassen sich unter Umständen auch nachträgliche Verstellungen der Terrassen durch tektonische Bewegungen oder Salzauslaugungsvorgänge rekonstruieren.

Insgesamt ist die Kenntnis über die Entwicklung der einzelnen Flüsse seit dem Neogen sehr unterschiedlich. Am besten ist die Terrassenabfolge der Weser mit insgesamt elf Terrassen erforscht (Abb. 31), während für die kleineren Flüsse oft nur lückenhafte Angaben vorliegen.

Die einzelnen vorliegenden Terrassenkörper sind nur selten einer einzigen Kaltzeit zuzuordnen. Vielmehr reichen die Terrassenablagerungen häufig vom Ende der einen bis in den Beginn der folgenden Kaltzeit hinein. Aus diesem Grunde wird die Ältere Niederterrasse der Weser in Niedersachsen zum Teil in das Warthe, zum Hauptteil aber in das Weichsel gestellt.

>> Alte Flussschleifen und Talböden <<

Mit Beginn des Quartärs schnitten sich die Flüsse und Bäche verstärkt linienhaft in den Untergrund ein. Unter periglaziären Klimabedingungen kam es wiederholt zur Aufschotterung von Talböden und damit zur Bildung einer Reihe von Terrassen, die meist in geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, teilweise nur als Schotterstreu längs den Tälern erhalten sind. Während der beiden großen Vereisungsphasen der Elster- und der Saale-Zeit war der nach Norden gerichtete Abfluss der Gewässer durch das vordringende Eis zeitweise unterbrochen oder blockiert, sodass sich das Wasser bisweilen einen neuen Abfluss suchen musste. Zum Teil wurden dabei bestehende Talrinnen sowohl von den fluviatilen als auch von glazifluviatilen Wässern benutzt. Durch den Aufstau der Flüsse und Bäche wurde gleichzeitig die Sedimentaufschüttung in den überstauten Gebieten begünstigt.

Von den für die Weser bislang nachgewiesenen elf Terrassenkörpern und -niveaus umfassen die oberen acht (Breitenberg- bis Lauenförde-Niveau, vgl. Tab. 3 u. Abb. 31) stratigrafisch den Abschnitt von der Bavelbis zur frühen Elster-Zeit vor der Elster-Vereisung. Diesem Abschnitt entsprechen entlang dem Rhein und seinen Nebenflüssen die Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen sowie der Älteren und Mittleren Mittelterrassen.

>> Als die Weser noch durch das heutige Leine-Bergland floss <<

Bildungen eines unter- bis mittelpleistozänen **Oberterrassenkomplexes** der Weser sind vor allem zwischen Bad Karlshafen und Bodenwerder entwickelt (Abb. 32). Bei einer Basishöhenlage von ca. 130 – 160 m über den heutigen Talauen zeigen die beiden höchstgelegenen und damit ältesten Talböden ein Einschneiden der Weser von maximal ca. 35 m seit Beginn des Neogens an. Wenige Schotter auf der Kuppe des Breitenbergs (Basis bei 155 – 156 m über dem Mittleren Hochwasser = MHW) südlich

von Ottenstein bekunden die älteste, am höchsten gelegene Pleistozän-Terrasse. Das nächsttiefer gelegene Terrassenniveau (143 – 148 m ü. MHW) ist in Form einer alten Flussschleife am Echternberg bei Brökeln entwickelt. Beide Terrassenniveaus sind vermutlich während der Bavel-Zeit entstanden. Weitere, tiefer liegende Oberterrassenvorkommen (Fürstenberg-, Gewissenuh-, Hehlen-, Kathagen-Niveau) im Raum Bad Karlshafen sind überwiegend cromerzeitlich entstanden. Das jüngste Terrassenniveau des Oberterrassenkomplexes, das so genannte Lauenförde-Niveau (28 – 37 m ü. MHW), gehört bereits der Elster-Zeit an. Bis zu diesem Zeitpunkt floss die Weser bei Hameln nicht wie heute nach Nordwesten, sondern bog dort nach Nordosten um und floss südlich vom Deister durch die so genannte Deisterpforte nach Norden, um bei Nienburg in einen Fluss zu münden, der aus dem sächsisch-thüringischen Raum kam (Abb. 33).



Abb. 32 Altpleistozäne Weserschotter auf dem Hilkenberg

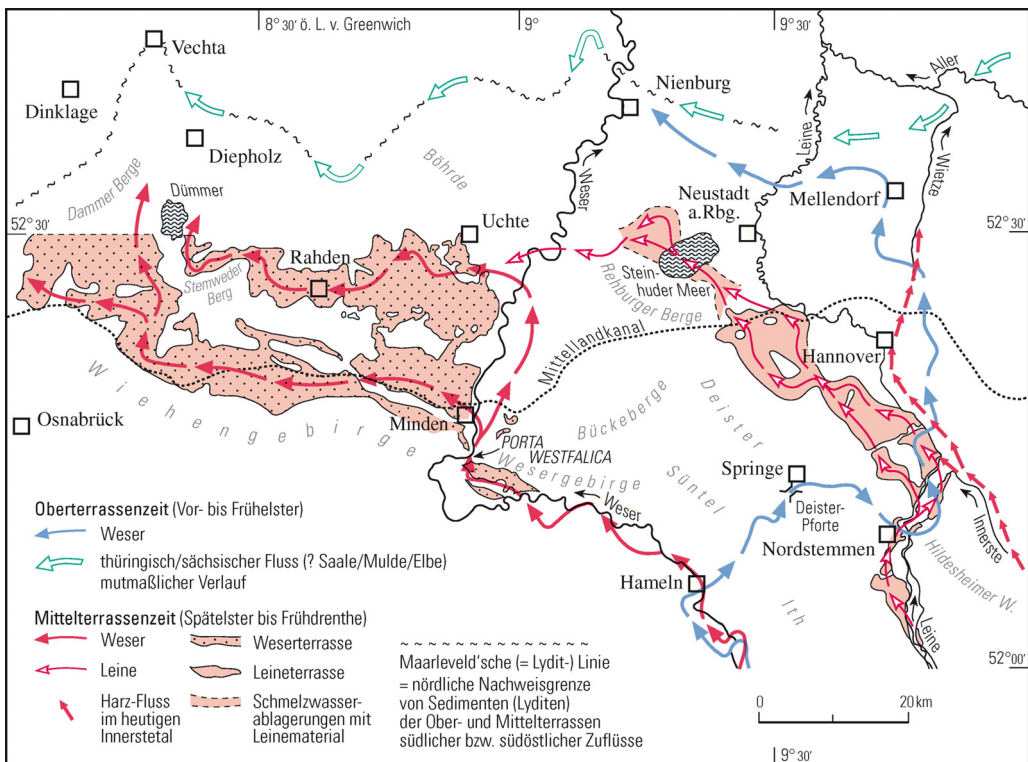


Abb. 33 Mittelterrassenablagerungen der Weser (ROHDE 1994)

Ansonsten sind Ablagerungen des Oberterrassenkomplexes noch hauptsächlich von der Diemel bekannt, wo man zwischen Marsberg und Warburg ca. 60 – 85 m über der heutigen Talsohle immer wieder unzusammenhängende Schotterbestreuungen findet.

Unterhalb des Oberterrassenkomplexes schließen sich mit den **Mittelterrassenkomplexen** fluviatile Sedimente an, die nach der Höhenlage ihrer Basis zwischen 0 und 22 m über der heutigen Talauflage maximal 135 m tiefer als die Basis der ältesten Terrasse liegen. Sie sind zwischen der jüngeren Elster- und der mittleren Saale-Zeit (Drenthe-Stadium) entstanden. Ihre heutige Lage im Wesertal erklärt sich aus dem Vordringen des Elster-Eises bis nach Hameln. Durch diesen Gletscher wurde der Abfluss der Weser nach Nordosten versperrt und infolge der vorhandenen hohen Erosionskraft des Flusses nach Nordwesten in das Längstal zwischen Rinteln, Veltheim, Möllbergen und Holzhausen in Richtung Porta Westfalica geleitet.

Aus der Zeit des elsterzeitlichen Eisvorstoßes selbst sind sichere Terrassenablagerungen der Weser nicht belegt. In deren westlichem Einzugsgebiet werden jedoch nördlich und südlich der Nethe bei Altenheerse und Borlinghausen Kiese beschrieben, die fast ausschließlich aus Unterkreide-Sandsteinen bestehen. Ganz vereinzelt sind darin auch Gerölle aus oberkreidatlichem Plänerkalkstein vorhanden. Die Mächtigkeit der Schotter beträgt bis zu 10 m. Aufgrund dieses hohen Wertes vermutet man, dass die Weser zur Elsterkaltzeit aufgestaut war.

Nach dem Zerfall und Abtauen des elsterzeitlichen Eises ging die Aufschotterung der Weser weiter und während der jüngeren Elster-Zeit wurde längs der Weser die **Ältere Mittelterrasse** (Reiherbach-Niveau, 15 bis 22 m ü. MHW) aufgeschottert.

In der nachfolgenden Holstein-Zeit erfolgte bei eingeschränkter Wasserführung und Trockenfallen der Talränder im Bereich der Älteren Mittelterrasse eine intensive Ver-

witterung mit ausgeprägter Bodenbildung. Sedimente aus dieser Warmzeit sind selten und wenn, so findet man sie vor allem in Subrosionssenken.

>> Die frühsaalezeitliche Weser-Mittelterrasse – als die Weser noch ein Wildwasser war <<

Das frühsaale- bis drenthezeitliche Niveau der **Jüngeren Mittelterrasse** (Wehrden-Niveau, Basis 4 m unter bis 1 m ü. MHW) ist längs der Weser ca. 20 m unter der Basis der Älteren Mittelterrasse anzutreffen. Durch nachträgliche Verstellung des Untergrundes aufgrund von Subrosion oder gebirgsbildender Vorgänge ist die Parallelisierung dieser Terrasse oft erschwert. Im Bereich der Subrosionssenke von Albaxen beispielsweise liegen frühsaalezeitliche Mittelterrassenschotter ca. 50 m unter dem heutigen Mittelhochwasser statt – wie anderenorts – 30 m darüber. Sie sind also um mindestens 80 m abgesunken. Die dort vorhandene, wenigstens 78 m mächtige Abfolge besteht aus verschiedenen alten Terrassenkiesen mit zwischengeschalteten Schluffmudden und Torfen, die bis +73 m NN, also 14,7 m unter MHW erbohrt worden sind. Nach neuesten Untersuchungen sind die Sedimente in der frühsaalezeitlichen Schöningen-Warmzeit entstanden.

Nördlich von Albaxen sind mehrfach entlang der Weser Ablagerungen ihrer drenthezeitlichen Mittelterrasse belegt. Hierbei handelt es sich ebenfalls um Bereiche, in denen es zur Ablaugung des Röt- und Zechstein-Salinars gekommen ist. In den übergroßen Terrassenstapeln bei Polle, Bodenwerder und Hameln liegt die jüngere Weser-Mittelterrasse über und auch unter anderen Terrassenkörpern.

Nicht weit vom drenthezeitlichen Eisrand entfernt führte die Weser zeitweise große Wassermengen. Sie war zu jener Zeit ein wilderes, strömungsreicheres Gewässer als heute und schuf ein unterschiedlich breites, kastenförmiges Tal. Zwischen den mesozoischen Gesteinen des Wesergebirges und

des Lipper Berglandes eingezwängt, hatte der Talboden eine Breite von 0,5 km bei Wehrbergen und 3,5 km bei Rinteln. Nördlich der Porta, beim Übertritt in die Norddeutsche Tiefebene, weitete sich der Talquerschnitt in den weichen Tonsteinen der Unterkreide schlagartig auf, und die Mittelterrasse erreichte nördlich des Wiehengebirges eine Breite von bis zu 25 km.

Seit dem Ende der Elster-Zeit wurde die Porta von der Weser als Durchflussstelle genutzt. Infolge des heranrückenden Eises floss sie zur damaligen Zeit allerdings am Nordrand des Wiehengebirges noch nach Nordwesten in Richtung Dammer Berge ab (Abb. 33).

Ablagerungen von Flüssen, die in dieser Zeit zur Weser gerichtet waren, konnten auch für Werre, Kalle, Exter, Bega, Wormebach – einen südlichen Seitenbach der Emmer – und Diemel nachgewiesen werden. Hinzu kommen kleinere isolierte Vorkommen entlang von Hemeringer Bach, Goldbach, Beberbach, Griebebach, Silberbach/Heubach sowie der Aa. Ablagerungen im Bereich vom Salze-/Mühlenbachtal nördlich von Bad Salzuflen werden dabei als Ablagerungen einer „Ur-Werre“ angesehen. Danach verlief die Werre zu dieser Zeit vermutlich von Bad Salzuflen über Exter, Babbenhausen und Rehme zur damaligen Weser und von dort in Richtung Porta Westfalica. Im Quellgebiet der Werre, zwischen Horn-Bad Meinberg und Detmold, sind Mittelterrassen hauptsächlich entlang der südlich parallel zur Werre verlaufenden Wiembecke entwickelt, was darauf hindeuten könnte, dass diese ehemals der Hauptquellbach der Werre gewesen ist.

Zur Mittelterrassenzeit floss die Emmer eventuell durch das heutige Wormebachtal (Abb. 33). Die Ablagerungen von Ur-Werre und Ur-Kalle bestehen aus einheimischem Keuper-Kiesen. Bei den zur Ems verlaufenden Fließgewässern sind die Mittelterrassen der Strothe sowie von Wiembecke und Silberbach zu nennen, in denen hauptsächlich Plänerkalksteine der Oberkreide anzu-treffen sind.

>> Die Weser nach dem Saale-Eis <<

Zum Höhepunkt der Saale-Kaltzeit war der Weserabfluss durch die Porta-Westfalica versperrt, die Weser als Fluss existierte zu dieser Zeit nicht (s. S. 85). Ihr Wasser wurde im so genannten Rintelner Eisstausee gesammelt.

Nach dem Abschmelzen des Inlandeises am Ende des Drenthe-Stadiums setzte erneut eine starke Erosion ein; die Weser schuf sich über das Vlothoer Tal und die Porta erneut einen Weg nach Norden.

In der jüngeren Saale-Zeit (Warthe-Stadium) wurde bei erneut absinkenden Temperaturen und einer durch das Periglazialklima begünstigten Abtragung verstärkt das dabei anfallende Material sedimentiert. So kam es im Bereich der Hänge zur Bildung von Fließberden und in den Tälern wurden erneut fluviale Sedimente abgelagert, die in Nordrhein-Westfalen und Niedersachsen unterschiedlich als Jüngere Mittelterrasse beziehungsweise Ältere Niederterrasse bezeichnet werden.

Relativ zahlreich sind eemzeitliche Bildungen in Form von Verkittungen an den Talrändern der Jüngeren Mittelterrasse. Eine größere Zahl von Eem-Vorkommen wurde etwa beiderseits des Mittellandkanals zwischen Lübbecke und Levern über Subrosionssenken des Münder-Mergel-Salinars nachgewiesen.

Im Großen Weserbogen fanden sich über einer Subrosionssenke schluffig-humose Abschwemmungen im Liegenden der Hochflut- und Niederterrassenablagerungen.

Das bisher vollständigste Eem-Profil Ostwestfalens wurde 1989 durch Bohrungen in der Subrosionssenke „Tongrube Bergmann“ in Kalletal-Hohenhausen erschlossen. Östlich von Melle-Buer fanden sich eemzeitliche Sedimente über drenthestadialen Ablagerungen. Ein eindeutiger pollenanalytischer Eem-Nachweis gelang auch im Tal der Werre bei der Neubearbeitung des schon früher beschriebenen Steil-

uferprofils Nienhagen und im Wesertal bei Bodenwerder, wo in ca. 14,0 – 14,55 m Tiefe unter der Geländeoberfläche unter Niederterrassenkies Mudden des Eems gefunden wurden.

Während der Weichsel-Kaltzeit wurde das Untersuchungsgebiet nicht mehr vom Gletschereis erreicht. Im periglazialen Klimabereich mit vorherrschend Permafrost fielen aber infolge starker mechanischer Verwitterung große Mengen von Gesteins-

des Weichsel-Frühglazials. Die in der Regel 10 – 15 m mächtigen Ablagerungen der Weser bestehen überwiegend aus Sand und Kies mit roten Buntsandstein-Komponenten. Lokal, im Mündungsbereich der Nebenbäche, ist der Anteil an Keuper- und Muschelkalk-Material oft erhöht. Große bis übergroße Sedimentmächtigkeiten sind auch hier an die Existenz von Auslaugungen im Untergrund gebunden. So wurden im Großen Weserbogen bei Rehme 23 m Niederterrassenkies erbohrt. Bei Tündern – zwischen Kirchohsen und Hameln –, einer alten Ablaugungszone längs der Elfas-Überschiebung, wird sogar eine Quartär-Mächtigkeit von 110 m erreicht. Bei Bad Oeynhausens wurden 14,8 m Niederterrassensedimente der Werre angetroffen.

Das Gebiet zwischen dem Wiehengebirge und den Dammer Bergen ist weitgehend mit Talsand bedeckt. Dies bedeutet, dass die Niederungen von Weser und Hunte über die heutigen Talwasserscheiden hinweg in der Weichsel-Zeit mit den Niederungen von Hase und Ems verbunden waren.

In der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit, nach dem hochglazialen Temperatur- und Niederschlagsminimum, tieften sich die Flüsse erneut in ihren Terrassenkörper ein und schufen Talformen, die anschließend nicht wieder bis zur vorherigen Höhe aufgefüllt wurden. In diesen Talböden formten die Flüsse schrittweise Rinnen, innerhalb derer sie mäandrierten. An den steilen Prallhängen trug das Wasser Sediment ab, das es an den flachen Gleithängen wieder anlagerte. Die durch diese Prozesse entstandene **Jüngere Niederterrasse** liegt an der Weser im Abschnitt Hameln – Minden – Stolzenau etwa 1 – 3 m tiefer als die Ältere Niederterrasse. Im Verbreitungsgebiet der Jüngeren Niederterrasse sind Mudden und Torfe erhalten.

Bei Hehlen sind zwischen den Niederterrassenablagerungen und den überlagerten Hochflutbildungen umgelagerte Bimstufte des Alleröds anzutreffen (Abb. 34).

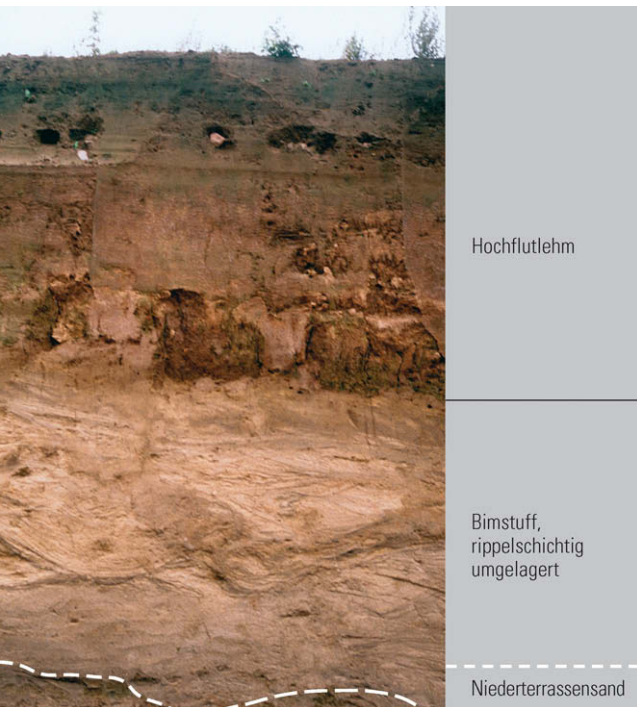


Abb. 34 Laacher-See-Bimstuf auf Niederterrassenablagerungen der Weser bei Hehlen

schutt an, die sich an den Talhängen ansammelten und durch Solifluktion in die Täler hinabglitten. Die abfließenden Wässer bewegten sich in einem breiten, stark verzweigten Schotterbett flussabwärts und schütteten zunächst den Sand- und Kieskörper der Älteren und danach den der Jüngeren Niederterrasse auf.

Die Aufschüttung der **Älteren Niederterrasse** erfolgte hauptsächlich während

Äolische Sedimente

Außer durch das Wasser und das Eis wurde ein Teil der Sedimente auch durch den Wind transportiert. Von diesen so genannten äolischen Sedimenten besitzt im Weser- und Osnabrücker Bergland nur der Löss größere Bedeutung. Zusammenhängende Vorkommen in der Region sind vor allem in den verschiedenen Senken des Ravensberger Hügellandes zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald sowie im Lipper Bergland (Steinheimer Becken, Blomberger Becken) und im Oberwälder Land (Warburger Börde) vorhanden (Abb. 35). Im übrigen Bereich des Berglandes ist Löss nur schleierartig anzutreffen.

Ein mehr oder weniger geschlossener Lössstreifen tritt auch im nordöstlichen Wiehengebirgsvorland auf. Er zeigt alle Übergänge zum gröber körnigen Sandlöss. Sandlössartige Bildungen, die in den Niederungen des Wiehengebirgsvorlandes schnell in den noch gröber körnigen Flugsand übergehen, sind außerdem an den Hängen des Steweder Berges zu finden.

Nach den bisherigen Erkenntnissen hat die Lössablagerung im Bereich des Weser- und Osnabrücker Berglandes hauptsächlich während des Weichsel-Hochglazials (ca. 25 000 bis 13 000 J. v. h.) stattgefunden. Als Höhepunkt der Aufwehung wird hierbei vor allem der Abschnitt des Brandenburg- bis Frankfurt-Stadiums (ca. 25 000 bis 17 000 J. v. h.) angenommen, als das Eis dieser Kaltzeit bis fast an die Elbe reichte und im Vorland ein betont trockenes und kaltes Klima herrschte. Unter arktischen bis subarktischen Klimaverhältnissen wurde das feinkörnige Gesteinsmaterial, insbesondere Grobschluff (0,02 – 0,06 mm), aus den periglazialen Terrassenaufschüttungen und Hochflutbildungen der Norddeutschen Tiefebene und eventuell auch aus dem Nordseegebiet durch die vorherrschenden Nordwestwinde bis auf die höchsten Erhebungen des Weser- und Osnabrücker Berglandes getragen und dort flächenhaft abgesetzt.

Entsprechend dem wechselnden Relief des Berglandes schwankt die Lössmächtigkeit im Allgemeinen zwischen 1 und 8 m, wobei im Windschatten, das heißt auf den nach Osten gerichteten Hängen der Täler, Schluchten und Mulden, auch Mächtigkeiten von bis zu 20 m erreicht werden. Heute ist der ursprünglich kalkhaltige Löss durch die nachfolgende Verwitterung meist entkalkt und zu Lösslehm umgewandelt. Dies lässt eine flächenhafte Verbreitung einer 1 – 8 m mächtigen Lösslehmdecke vermuten.



Abb. 35 Löss und Lössfließerde in der Subrosionssenke Blomberg-Hohedömsen

In steileren Lagen wurden die Lössschichten vielfach abgetragen oder sie wurden im Periglazialklima mit dem Schutt der unterlagernden Festgesteine vermischt und als Fließerden wieder abgelagert.

Flugsande spielen nur im nördlichen Wiehengebirgsvorland eine größere Rolle, wo sie auf der höher gelegenen Geest,

aber auch auf der Niederterrasse der Flüsse in zahllosen kleineren und größeren inselartigen Vorkommen verbreitet sind (Abb. 36). Dünenfelder sind überwiegend



Abb. 36 Flugsand über saalezeitlicher Grundmoräne und Weser-Mittelterrasse bei Oppenwehe

aus dem südlichen Teutoburger Wald im Übergang zum Münsterland bekannt. Vor allem zwischen Oesterholz und Berlebeck findet man Flugsandgebiete, auf denen sich eine Heide mit Heidekrautbeständen und Kiefernvegetation entwickeln konnte.

Zeugnisse der Kälte

Nahezu im gesamten Weser- und Osnabrücker Bergland finden sich Ablagerungen des periglazialen Klimabereichs, zum Beispiel Block- und Felsenmeere, Fließerden als solifluidal umgelagerte Lockergesteine, Strukturen wie Kryoturbationen, Strukturböden, Steinsohlen und Eiskeile.

Hierbei handelt es sich teilweise um ältere pleistozäne Bildungen. Der größte Teil ist jedoch erst während der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit entstanden, wobei die Windablagerungen des Weichsel-Hochglazials, etwa der Löss, bereits mit umgelagert sind.

Die so genannten Block- und Felsenmeere, Anhäufungen von an Ort und Stelle aus dem anstehenden Festgestein durch Frostsprengung herausgebrochenen Blöcken, verhüllen den Untergrund vor allem in den Bereichen, in denen harte Gesteine Höhenzüge bilden.

Entlang den Hangfußlagen, am Ausgang kleiner Seitentäler oder auch in flachen Mulden bis hinauf zu den Mittelhängen treten im Weser- und Osnabrücker Bergland zum Teil mächtige Anhäufungen von grobem und feinem Gesteinsmaterial auf. Ein großer Teil dieser gelbbraunen bis braunen, meist grus- und steinreichen Blockströme, Fließerden und Lössfließerden entstand durch Bodenfließen im kaltzeitlichen Klima. Über dem Dauerfrostboden gerieten die während der Sommermonate kurzfristig auftauenden, wassererfüllten obersten Schichten aus Verwitterungsmaterial schon bei geringer Hangneigung von $1 - 2^\circ$ ins Fließen und wurden nach mehr oder weniger langem Transportweg wieder abgesetzt. Die Zusammensetzung dieser Fließerden variiert je nach den Gesteinen, die in ihrem Einzugsgebiet anstehen. Derartige Solifluktuationsdecken lassen sich fast auf allen Hängen nachweisen und erreichen oft Mächtigkeiten von mehreren Metern.

Bei den Fließerden handelt es sich vor allem um Bildungen der Weichsel-Kaltzeit.

Die Bildung des Geschiebedecksands, eines Verwitterungsrelikts der saalezeitlichen Grundmoräne, hat vermutlich bereits kurz nach Rückzug des Eises eingesetzt, der größte Teil ist jedoch vermutlich erst im Verlaufe des Weichsel-Spätglazials entstanden.

Neben den genannten Sedimentationskörpern finden sich im Bereich des Weser- und



Abb. 37 Weserhochwasser an der Porta Westfalica – Auenlehm wird auch heute noch abgelagert

Osnabrücker Berglandes eine Reihe von Frostbodenbildungen im Sediment. Taschen- und Würgeböden, Steinsohlen mit Windkantern und Eiskeile sind zwar weit verbreitet, aber meist nur in größeren Aufschlüssen zu erkennen.

Holozän

Auenablagerungen

Auenablagerungen, die jüngsten Ablagerungen der Flüsse und Bäche, sind auf die Talböden der größeren Gewässer sowie auf die Unterläufe der Bäche beschränkt.

Holzreste im Bereich der Weser zeigen, dass sich die holozäne Weser stellenweise mindestens 6,5 m in die Niederterrasse eingetieft hat. Innerhalb dieser kiesigen Flussbettsedimente können im Raum Wehrbergen – Rinteln bis zu sieben holozäne Auen- oder Reihenterrassen unterschieden werden, die mehr oder weniger höhengleich nebeneinander liegen. Darüber folgen feinkörnige Hochflutablässe, die so genannten Auenlehme und Auensande. Mit Annäherung an den Oberlauf eines Gewässers gehen diese Hochflutablagerungen häufig in schluffige Abschwemmungen über. Hauptlieferant für

diese Bildungen war der Löss, der während des Holozäns von den angrenzenden Hochflächen und Hängen ins Tal geschwemmt wurde.

Der Auenlehm des Wesertals wird von seiner Zusammensetzung und seiner Höhenlage her drei verschiedene Stufen zugeordnet, die altersmäßig etwa den Abschnitten der Bronzezeit bis römischen Kaiserzeit, dem Mittelalter und der Neuzeit entsprechen. Die verschiedenen Abschnitte repräsentieren Zeiten verstärkter Rodungstätigkeit durch den Menschen, während derer das von der Vegetation entblößte Bodenmaterial abgetragen werden konnte. Bei rezenten Hochwassern findet noch heute eine Auenlehmbildung statt (Abb. 37).

Moorbildungen

Die grundwassererfüllten Flussniederungen sowie Rinnen und Senken der Norddeutschen Tiefebene sind durch die Vorkommen von Seesedimenten sowie von kleineren und größeren Nieder- und Hochmooren gekennzeichnet. Das größte zusammenhängende Hochmoorgebiet Nordrhein-Westfalens, das Große Moor, liegt zwischen dem Wiehengebirge und dem

Mittellandkanal bei Hille in der Bastau-niederung. Die Fortsetzung nach Osten bil-det das Alte Moor.

Reste weiterer großer Hochmoore sind das Oppenweher Moor am Ostrand des Stem-weder Berges und das Espeler Moor als Teilgebiet des Vinter Moores im Osna-brücker Land bei Recke. Kleinere Nieder-moore haben sich häufig in Erdfallgebieten gebildet, so im Heiligen Feld bei Hörstel und im Raum Vlotho.

Sinterkalkbildungen

Wo sich Grundwasser durch karbonatrei-che Fest- oder Lockergesteine bewegt, nimmt es den von ihm gelösten Kalk auf und scheidet beim Übertritt an die Gelän-deoberfläche das mitgeführte Karbonat wieder als Quellkalk oder Sinterkalk ab (Abb. 38). Aus derartigem Quellkalk beste-hen der 20 m³ große „Weiße Stein“ bei Beverungen-Dahlhausen und der „Horst-stein“ bei Vlotho.

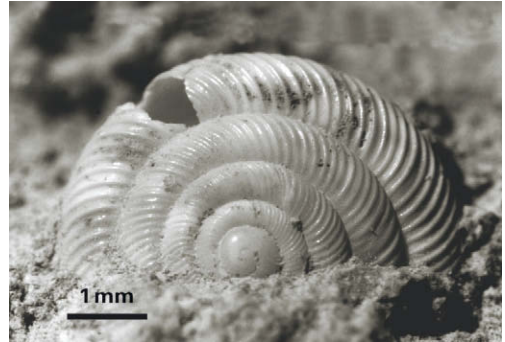


Abb. 38 Sinterkalkstein mit *Discus rotundatus*

Meteoriten

Eine Besonderheit im Bereich des Weser-berglandes ist der Fund eines Meteoriten bei Peckelsheim im Kreis Höxter. Hierbei handelt es sich um einen etwa faustgroßen schwarzen Steinmeteoriten aus Orthopyroxenit mit geringen Mengen von Eisen. Der Einschlag erfolgte am 3. März 1953 bei dem Dorf Drankhausen nahe Peckelsheim.

Ur- und Frühgeschichte (D. Bérenger)

Steinzeit

Altsteinzeit (Paläolithikum), ca. 300 000 bis 8000 v. Chr.

Die frühesten Spuren menschlicher Anwesenheit im Weser- und Osnabrücker Bergland wurden 1970 in Bielefeld entdeckt, als bei Kanalbauarbeiten im unteren Johannistal eine Gerölllage in warthezeitlichem Hangschutt angeschnitten wurde. Darin fand man einige wenige umgelagerte Artefakte, die aufgrund der späteren Umlagerung älter als die Fundschicht sein müssen. Vermutlich stammen sie aus der Warmphase zwischen Drenthe und Warthe (Gerdau-Interstadial, vor ca. 165 000 Jahren), also aus dem Altpaläolithikum. Gefunden wurden eine Art Faustkeil (Mehrzweckwerkzeug) und vier bearbeitete und

chem Hangschutt angeschnitten wurde. Darin fand man einige wenige umgelagerte Artefakte, die aufgrund der späteren Umlagerung älter als die Fundschicht sein müssen. Vermutlich stammen sie aus der Warmphase zwischen Drenthe und Warthe (Gerdau-Interstadial, vor ca. 165 000 Jahren), also aus dem Altpaläolithikum. Gefunden wurden eine Art Faustkeil (Mehrzweckwerkzeug) und vier bearbeitete und

Tabelle 4
Zeittafel zur Ur- und Frühgeschichte des Weser- und Osnabrücker Berglandes

Jahre vor und nach Chr. Geb.	Klimaperioden	Kulturstufen	Ereignisse, Kulturen	Technologien, Lebens- und Siedlungsweisen
500	Subatlantikum	Mittelalter	Kirchengründungen Christianisierung	Stadtentwicklung
400		Völkerwanderungszeit	Schlacht im Teutoburger Wald (9 n. Chr.), römische Angriffskriege	
0 Christi Geburt		römische Kaiserzeit		
1 000		Subboreal	Eisenzeit	
1 875	Bronzezeit			
3 000	Neolithikum			
5 700 6 000	Atlantikum	„End-M.“	Ahrensburger Kultur Federmesser-Kultur	erste Ackerbauern und Viehzüchter Schneideneinsätze für Waffen (Mikrolithen), spezialisierte Jäger und Sammler
7 000	Boreal	Mesolithikum		
8 000	Präboreal	Jungpaläolithikum		
35 000	Wechsel-Kaltzeit			
113 000	Eem-Warmzeit	Mittelpaläolithikum	Faustkeile und Abschlaggeräte	
125 000	Saale-Kaltzeit			

zugerichtete Abschläge aus Geschiebeflint. Dass diese Funde etwa 7,5 m unter der jetzigen Oberfläche zum Vorschein kamen, erklärt die Seltenheit derartiger Funde: Die Gletscher der Kaltzeiten haben die Region stark überprägt und die Überbleibsel der Rastplätze der ältesten Jäger durch Erosion zerstört oder durch Akkumulation mächtiger Deckschichten tief unter sich begraben.

Dennoch sind aus dem Weser- und Osnabrücker Bergland einzelne mittelpaläolithische Funde bekannt – allerdings ohne datierende Schichtzugehörigkeit. Diese Artefakte dürften jünger als die Bielefelder Funde sein. Die Lebensbedingungen waren aber vor ca. 37 000 Jahren so ungünstig, dass mit der Anwesenheit von Menschen in der Region nicht zu rechnen ist. Die in den Kreisen Osnabrück, Minden-Lübbecke, Lippe und Höxter aufgefundenen Feuersteingeräte, wie Flintklingen und Faustkeile aus nordischem Feuerstein (Geschiebeflint; s. Taf. 4) oder ähnlichen Hartgesteinen (etwa Kieselschiefer), müssten vor etwa 120 000 Jahren in der Eem-Warmzeit bearbeitet worden sein (Tab. 4).

>> Vom Neandertaler zum Homo sapiens <<

Wie Skelettreste aus dem Neandertal bei Düsseldorf und aus Warendorf im Münsterland belegen, haben wir es im Mittelpaläolithikum mit dem Neandertaler (*Homo [sapiens] neandertalensis*) und spätestens seit ca. 27 000 bis 26 000 Jahren – also seit dem Jungpaläolithikum – mit dem Jetztmenschen (*Homo [sapiens] sapiens*) zu tun.

Materielle Hinterlassenschaften des Jungpaläolithikums (35 000 bis 8000 v. Chr.) sind im Weser- und Osnabrücker Bergland kaum bekannt. Hierfür verantwortlich sind die Veränderungen der Landschaft durch Wasser, Wind und Frost im Periglazialklima. Erst für das Endpaläolithikum (ab 11 000 v. Chr.) lässt sich die Anwesenheit des Menschen durch Lesefunde von kleinen Steinartefakten bei den Externsteinen,

Beile aus Rengewei in Minden und Bad Oeynhausen-Rehme sowie Kerb- und Stielspitzen in Petershagen und Osnabrück-Pye belegen.

In Westerkappeln wurden 1966 eine Feuerstelle und die möglichen Standspuren von vier zeltartigen Hütten entdeckt. Es sind die ältesten konkreten Siedlungsspuren im Weser- und Osnabrücker Bergland. Die Jäger und Sammler von Westerkappeln mussten sich in den in der Alleröd-Zeit entstehenden Wäldern auf ein Leben ohne die Kälte liebenden Rentiere einstellen.

Mittelsteinzeit (Mesolithikum), ca. 8000 bis 5700 v. Chr.

Das Mesolithikum ist in der Region noch unzureichend bekannt, obwohl die Zahl der Fundstellen beträchtlich ist. Aber an keinem der Fundplätze wurden moderne Ausgrabungen durchgeführt. Aussagen lässt sich dennoch, dass die Erwärmung nach dem Ende der Weichsel-Kaltzeit zwar das endgültige Verschwinden der Rentierherden als potenzielle Jagdbeute bedeutete, dass sich jedoch infolge der Bewaldung eine neue, reichhaltige Fauna und Flora einstellte, die erheblich bessere Lebensbedingungen bot. Gleichzeitig – und das hängt vielleicht mit den Jagdverhältnissen im Wald zusammen – wurde der Bogen eingeführt, was durch Funde der sehr kleinen, geometrischen so genannten Mikrolithen – Steinbewehrungen an Pfeilen – belegt ist. Die Mikrolithen sind als Leitfossilien des Mesolithikums allgegenwärtig. Daneben kommen vereinzelt nordische Steinscheibenbeile, gebohrte Geröllkeulen und ähnlich geartete Spitzhauen vor, die unter anderem zum Holzfällen benutzt wurden, sowie einige Geräte aus Hirschgewei.

Nach Lage der Dinge haben wir es im Weser- und Osnabrücker Bergland mit zwei Kulturgruppen zu tun, die aufeinander folgten: die Stufe Billinghamen im Präboreal und Boreal (= älteres Mesolithikum) und die Retlager-Gruppe im frühen Atlantikum (= jüngerer Mesolithikum). Beide Gruppen

sind nach lippischen Fundstellen benannt. Für Billinghamen typisch sind breite Mikrolithformen, für die Retlager-Gruppe hingegen langschmale Formen und flächig bearbeitete Artefakte. An den Retlager-Quellen in Lage fanden sich kleine Stakengruben, die zusammen als Standspuren von drei ovalen Hütten gedeutet wurden. Weitere Spuren einer mesolithischen Hütte lagen in Hasbergen vor; sie werden nach kalibrierten ¹⁴C-Daten in die Zeit um 7222 ± 382 v. Chr. eingestuft.

Jungsteinzeit (Neolithikum), ca. 5700 bis 1875 v. Chr.

Bisher hatten die Menschen die Natur so hingenommen, wie sie war, und die Ressourcen nach Bedarf ausgebeutet. Ab dem Neolithikum wurde in die Zukunft investiert und die Natur dabei verändert. Kennzeichnend für das Neolithikum ist die Vollendung des Überganges vom Raubbau zur eigenen Produktion der Lebensgrundlagen. Die Voraussetzungen für die Einführung von Landwirtschaft und Viehzucht waren im Nahen Osten geschaffen und allmählich, vor allem über die Donauländer, nach Mitteleuropa vermittelt worden. Die neue Lebensform, die mit Sesshaftigkeit und in der betrachteten Region auch mit dem Auftreten einer neuen Materialgattung, der Keramik, einherging, wurde aber zuerst nur dort angenommen, wo die Bodenqualität Maximalerträge versprach: in den Lössgebieten, die in Westfalen vor allem am Hellweg liegen. Außerhalb dieser früh beackerten, im Weser- und im Osnabrücker Bergland seltenen Flächen verblieb man fast anderthalb Jahrtausende in mesolithischer Tradition, im so genannten „Endmesolithikum“ (s. Tab. 4).

Für das Altneolithikum der Lössgebiete typisch ist eine Keramik, die mit eingeritzten Linienbändern verziert ist. Man spricht daher von der Kultur der Linienbandkeramik. Siedlungen dieser Zeit sind durch Lesefunde in Minden-Dankersen und in der Warburger Börde bekannt. Großflächig aus-

gegraben wurden die Siedlungen von Warburg-Daseburg sowie Großeneder I und II bei Borgentreich. In allen drei Fällen wurden Fundamentgräbchen und die einzelnen Einsetzgruben von Holzpfosten freigelegt, deren regelmäßige Verteilung und Zusammensetzung die Grundrisse von Pfostenhäusern erkennen lassen. Das fast vollständige Haus von Daseburg war 28,5 m lang und 6 – 7 m breit. Die Häuser von Großeneder waren etwas kürzer. Die Siedlung Großeneder I war von der Außenwelt durch einen mehr als 8 m breiten und ursprünglich 2,5 m tiefen „Dorfgraben“ abgegrenzt, auf dessen Innenseite eine doppelte Pfostenreihe verlief, die eine zusätzliche Holz-Erde-Mauerbefestigung besaß.

Über die Pflanzen, die in Großeneder geerntet wurden, unterrichten die Ergebnisse der archäobotanischen Untersuchung des Inhaltes einer Vorratsgrube: Emmer und Einkorn. Anderswo wurden auch Gerste, Erbsen und Linsen nachgewiesen. Als Vieh hielt man Rinder, Schweine, Schafe und Ziegen.

Unweit von Großeneder wurde in Willebadessen-Löwen das Hockergrab einer etwa 20-jährigen Frau entdeckt. Es dürfte sich um das bisher älteste gefundene Grab im Weser- und Osnabrücker Bergland handeln. Da es aber keine Beigabe enthielt, bleibt die wahrscheinliche Zuweisung der Bestattung zur Linienbandkeramik-Kultur ungesichert.

>> Mittelneolithischer Kalender <<

Aus der Mitte des 5. Jahrtausends (Mittelneolithikum, Zeit der Rössener Kultur) stammt eine ungewöhnliche Anlage, die in Warburg-Daseburg südlich der markanten Spitze des Desenberges 1994/1995 freigelegt worden ist: ein ringförmiger Graben mit einem Innendurchmesser von 21,5 m und je einer Grabenunterbrechung im Norden, im Osten, im Süden und im Westen. Vom Mittelpunkt des Kreises konnten über die vier Eingänge Sterne, die bei Sonnenauf- und -untergang besonders auffällig sind

(wie Atair, Spica und Deneb), angepeilt werden. Darüber hinaus ist der Mittelpunkt der Anlage so platziert, dass am Tag der Sommersonnenwende von dort aus beobachtet werden kann, wie die Sonne genau hinter der Spitze des Desenbergs untergeht. Die Anlage diente dazu, die Jahreszeit verbindlich festzustellen, was für eine bäuerliche Bevölkerung wichtig war, die bei ihren Tätigkeiten den Rhythmus der Jahreszeiten berücksichtigen musste.

>> Jungneolithische Erdwerke <<

Im Jungneolithikum wurden so genannte Erdwerke – große Grabeneinhegungen, die ursprünglich von einem Erd- und Steinwall begleitet waren – angelegt. Diese wurden erst in den letzten Jahren und vor allem durch die Luftbildarchäologie entdeckt. Im Betrachtungsraum liegen fünf dieser Anlagen, und zwar alle im Kreis Höxter: in Brakel und Brakel-Erkeln, in Warburg-Rimbeck und -Daseburg (Schlachberg) sowie in Borgentreich-Borgholz.

Das Erdwerk von Brakel umfasst zwei Sohlgräben, die nur annähernd parallel zueinander laufen und den Südabschluss einer größeren, rundlichen Anlage bilden. Sie sind unterschiedlich breit und müssen nicht gleichzeitig angelegt worden sein. Beide sind aber in den Fels eingeschlagen worden. Die Funde aus dem Erdwerk vom Schlachberg in Daseburg (dreifaches Grabensystem) lassen sich der Michelsberger Kultur zuweisen, einer Gruppe, die nach einer Höhensiedlung in Südwestdeutschland benannt wird und deren Verbreitung an Lössvorkommen gebunden ist. Auch der Graben des Erdwerkes von Rimbeck war in den Fels eingeschlagen worden. Das Gerät, das dabei verwendet wurde, fand sich zerbrochen und daher nicht mehr verwendbar in der unteren Grabenfüllung: eine Axt aus Hirschgeweih, mit deren Hilfe gewaltige Massen von Felsen gelockert und abgebaut worden sind.

Das Erdwerk von Rimbeck wird von einem Grabenring von etwa 440 m Durchmesser

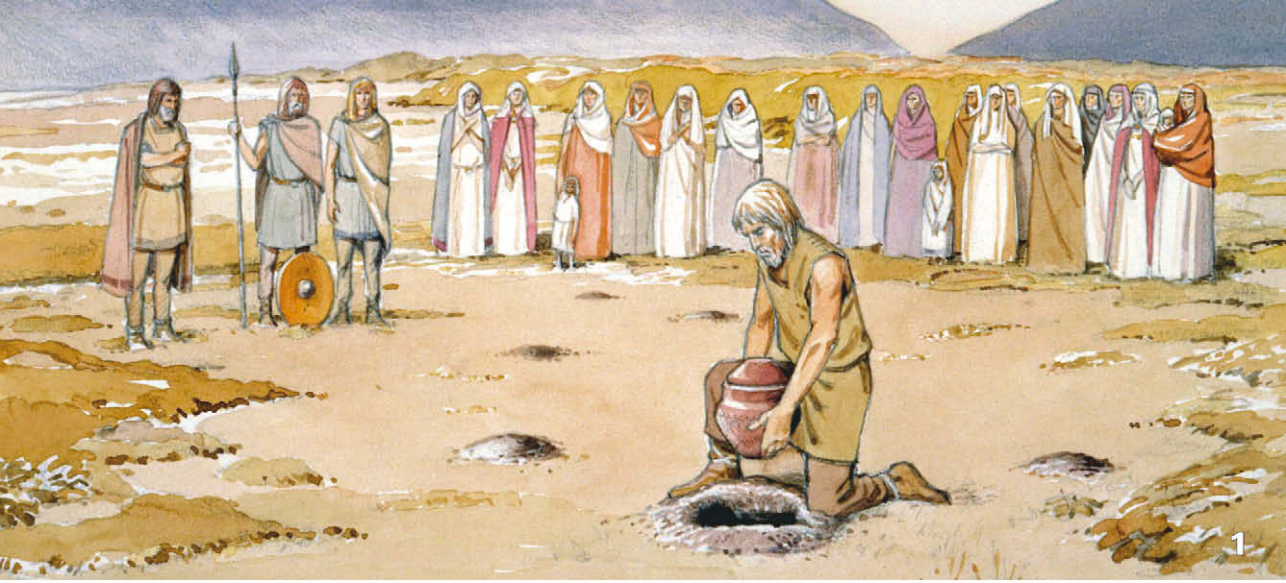
gebildet. In der Innenfläche enthalten sind lange Hangterrassen, auf denen Steingeräte der jungneolithischen Wartberg-Kultur liegen. Am Südostende dieser Fundstreuung findet sich ein Großsteingrab derselben Kulturstufe, das einzige Großsteingrab im Kreis Höxter, das obertäglich erhalten ist (Taf. 4).

>> Im Südosten: ostwestfälisch-nordhessische Steinkistengräber <<

Im Kreis Höxter fand man in Borgentreich-Großeneder, Warburg-Hohenwepel und Warburg inzwischen gut erforschte Steinkistengräber. Sie waren 22 – 33 m lang, 2 bis 2,5 m breit und wiesen eine leicht in den Boden eingetiefte Sohle auf. Errichtet hatte man sie aus großen Sandstein- oder Kalksteinplatten (insgesamt 42 Platten für die Kammer I von Warburg, die zusammen 266 t wogen) für je eine Gemeinschaft, die nach und nach ihre Toten darin übereinan-

Bildtafel 4 Ur- und Frühgeschichte

- 1: Urnenbestattung eines germanischen Kriegers um 200 n. Chr.; im Hintergrund: die Porta Westfalica bei Costed, Kr. Minden-Lübbecke.
(zeichn. Rekonstruktion G. RIEDEL, Bielefeld)
- 2: Totenmaske eines in der Varus-Schlacht gefallenen römischen Legionärs(?). Eiserne, ursprünglich mit Silberfolie überzogene Maske eines Gesichtshelms aus Kalkriese.
- 3: Bergung eines Einbaumes in Kirchlegern. Eine Radiokarbonmessung ergab später das Alter des Bootes: es wurde zwischen 900 und 1210 n. Chr. aus einem Eichenstamm angefertigt.
- 4: Großsteingrab der Wartberg-Kultur in Warburg-Rimbeck. Blick von außen auf die Grabkammer (links) mit Sellenloch-Eingang und Zugang (rechts). In solchen Kollektivgräbern fand man die Überreste von mehreren Generationen (80 Skelette oder noch mehr).
- 5: Archäologischer Lehrpfad in Oesterholz in Schlangen. Rekonstruktion eines bronzezeitlichen Grabhügels. Das gewaltige Grabdenkmal (13 m Durchmesser) war für eine einzige Person errichtet worden.
- 6: Flintfaustkeil aus den Flusssedimenten der Weser in Petershagen-Windheim. Das fast 14 cm lange Stück war das Allzweckgerät eines Neandertalers.



der und meist in gestreckter Rückenlage bestattete. In einer Steinkiste in Warburg ließen sich mindestens 80 Individuen unterscheiden. Grabbeigaben waren in der Wartberg-Kultur nicht sehr zahlreich, umfassten aber Schmuck (u. a. durchbohrte Tierzähne), Bewaffnung (Flintpfeilspitzen und Steinbeile), Keramik und den ältesten Metallfund der Region: das 1 cm² große Fragment eines nicht mehr bestimmbar Gegenstandes aus Kupferblech.

Aus einer anderen Steinkiste in Warburg stammt auch die älteste Kunstäußerung der Region: eingepickte Zeichen, die sich überwiegend auf den Schmalseiten eines umgestürzten Wandsteines befanden und somit in der Grabkammer verdeckt und unsichtbar waren. Die dargestellten Symbole – vor allem Rinder- und Wasserzeichen – beziehen sich also nicht auf die Funktion der Grabkammer, sondern auf die Vorgeschichte des Wandsteines, der demnach mit Rindergespann und auf einem Floß transportiert werden sollte.

>> Im Nordwesten:
emsländische Großsteingräber <<

Alle bisher genannten jungneolithischen Funde liegen im Kreis Hörter, im Südostzipfel des Oberen Weserberglandes, und weisen kulturelle Bezüge vor allem zu den südlich gelegenen Regionen auf. Was aber geschah im Nordwesten? Dort war erst im Jungneolithikum die neue Lebensform mit Ackerbau und Viehzucht angenommen worden. Wie in den weiter nördlich angrenzenden Landschaften gehörte das nördliche Weser- und Osnabrücker Bergland zum Einflussbereich der – nach einer typischen Gefäßform benannten – Trichterbecher-Kultur. Zwar kennen wir dort keine Erdwerke der Trichterbecher-Kultur, dafür aber in der offenen Siedlung von Bramsche-Engter den Grundriss eines zweiseitigen Pfostenhauses mit abgerundeten Schmalseiten. Geprägt wird der Zeitschnitt vor allem durch die Großsteingräber, das sind Kollektivgräber, die im Gegensatz zu den ostwestfälisch-nordhessischen Steinkisten des

Kreises Hörter nicht aus Steinplatten, sondern aus Findlingsblöcken bestanden und nicht in den Boden eingetieft, sondern ebenerdig errichtet wurden.

Die emsländischen Großsteingräber können bis zu 26,5 m lang sein. Ihr Eingang befindet sich in der Mitte einer der Langseiten am Ende eines kurzen, megalithischen Ganges. Der Innenraum ist mit Sandsteinplatten gepflastert und enthielt bis zu 150 Skelette sowie zahlreiche Beigaben, vor allem tiefstichverzierte Keramik, Beile aus Flint oder anderen harten Steinen, querschneidige Pfeilbewehrungen aus Flint, Perlen, mitunter aus Bernstein oder Kupferblech, und sonstige Anhänger.

>> Endneolithische Becher-Kulturen <<

Die Kalibration von ¹⁴C-Daten deutet an, dass die Trichterbecher-Kultur um 2750 v. Chr. endete. Schon um 2800 v. Chr. begann eine neue Ära, die wieder nach einem typischen Gefäß, dem Becher, als Zeit der Becher-Kulturen bezeichnet wird. Die Becher-Kulturen kennzeichnen eine ganz neue Periode: die des Individuums. Der Tote wurde nicht mehr zusammen mit der Kultgemeinschaft, sondern einzeln bestattet. Seine Persönlichkeit wurde vor allem durch einen Grabhügel hervorgehoben, das heißt, durch die Widmung einer gemeinsamen Arbeitsleistung für den Einzelnen und die Belegung eines Raumes an der Erdoberfläche, die danach jahrhundertlang respektiert wurde. Die beiden Grabhügel von Warburg-Daseburg waren dennoch bereits zerstört als sie zu Beginn der 1980er-Jahre untersucht wurden. Die Grabgruben enthielten zwar keine Skelettreste mehr, doch als Beigabe jeweils einen Tonbecher.

Eine auffällig reiche Doppelbestattung fand man in einem Grabhügel am Roten Berg in Hasbergen. Zwei Skelette lagen bipolar in Hockerstellung auf den Resten eines Totenbettes in einer hölzernen Grabkammer. Einem der Toten waren ein Spandolch und ein Flachbeil aus Flint sowie zwei Becher beigegeben worden, die mit Schnurab-

drücken verziert waren (so genannte Schnurkeramik). Er trug einen Brustschmuck aus zwölf Eberzahnlamellen. Der zweite Tote war mit einem Spandolch, je einem Beil aus Flint und aus einem anderem Gestein sowie einem Becher mit Fischgrätendekor ausgestattet worden.

Weitere zerstörte oder unerkannte Gräber der Becher-Kulturen werden durch Einzel-funde von Streitäxten und verzierten Bechern angedeutet. Dies trifft auch für die Glockenbecher-Kultur zu, die ab 2500 v. Chr. in weiten Teilen Europas mit ihren glockenförmigen Bechern und einer Bewaffnung auftauchte, die nicht mehr aus Axt oder Beil, sondern aus Pfeilen, Bogen und Kupferdolch bestand.

Bronzezeit

Frühbronzezeit, ca. 1875 bis 1575 v. Chr.

In der Frühbronzezeit spielte Bronze, deren beiden Komponenten Kupfer und Zinn importiert, also gegen andere Güter eingetauscht werden mussten, eine nicht unwesentliche Rolle. Diese ist allerdings archäologisch schwer fassbar, weil Bronzegegenstände, die abgebrochen oder überflüssig waren, umgeschmolzen wurden und heute nicht mehr vorhanden sind. Darüber hinaus war es im Weser- und Osnabrücker Bergland noch nicht üblich, in Gräbern Bronzebeigaben zu deponieren. Frühbronzezeitliche Flachbeile, Randleistenbeile und Doppeläxte stammen meistens aus dem Wesertal oder von exponierten Plätzen und wurden wohl nur deswegen nicht umgeschmolzen, weil sie einer Gottheit des Flusses oder des Berges geopfert worden waren.

In der frühen Bronzezeit setzte sich die Betonung des Individuums fort (Taf. 4). An sicheren Gräbern kennt man aber im Weser- und Osnabrücker Bergland nur Nachbestattungen in steinzeitlichen Großsteingräbern.

Typisch für die Becher jener Zeit ist eine Verzierung mit Abdrücken einer um einen

Stempel gewickelten Schnur (Wickelschnurkeramik) oder von Fingernägeln. Daneben findet man, vor allem auf den Siedlungsplätzen, die nun eher fassbar werden, Scherben von auffällig großen, reliefverzierten Gefäßen, so genannten Riesenbechern.

Konkrete Siedlungsspuren in Form von bronzezeitlichen Hausgrundrissen konnten bisher im Betrachtungsraum nicht freigelegt werden. Dafür sind aber seit kurzem zwei Wallburgen bekannt, deren hölzerne Befestigungselemente durch ¹⁴C-Messungen in die frühe Bronzezeit datiert werden können: der Schweinskopf in Tecklenburg-Brochterbeck und die Bardenburg in Georgsmarienhütte-Oesede. Beide Burgen stehen wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Entstehung einer Elite.

Mittelbronzezeit, ca. 1575 bis 1250 v. Chr.

Den Beginn der Mittelbronzezeit um 1575 v. Chr. kennzeichnen im Oberen Weserbergland die Funde reich verzierter Dolch- oder Kurzschwertklingen aus Bronze. Als Grabbeigaben zeigen diese Funde die Zugehörigkeit der Teilregionen, die im Einzugsgebiet der Weser lagen, zu einer nordwestdeutschen Kulturprovinz, die nach zwei niedersächsischen Fundstellen als Sögel-Wohlde-Grabsittenkreis bezeichnet wird.

Einige Grabhügel von Herstelle enthielten Reste von sorgfältig geschichteten Fußmauern aus Sollingsandstein-Platten. Ein weiterer Hügel barg eine Nachbestattung mit einer Kurzschwertklinge, einer Lanzen spitze und einem „Feuerzeug“: einem Schlaggerät aus Flint und einer Pyritkugel, die, aufeinander geschlagen, Funken erzeugten. Bei dem Toten handelte es sich offensichtlich um einen Mann. In den Frauengräbern fanden sich hingegen die bronzenen Reste der Tracht, zwei Spiralarmbänder oder die Hälfte eines Doppelspiral-Drahtanhängers.

In einen späteren Abschnitt der Mittelbronzezeit gehören die Bestattungen von Frauen, deren Gewand (oder Leichentuch) mithilfe einer großen Bronzenadel mit radförmigem Kopf verschlossen war. Die Vorbilder dieser Doppelradnadeln stammen aus Nordhessen. Dementsprechend finden sich solche Gräber im Kreis Höxter und bis westlich von Bielefeld, weiter nach Westen jedoch nicht mehr. Dort, im Unteren Weser- und im Osnabrücker Bergland, fehlen Grabfunde des Sögel-Wohldede-Kreises ebenfalls ganz. Das gilt häufig auch für Metallbeigaben, obwohl aus drei bis vier Grabhügeln Bronzefunde bekannt wurden. Zu nennen sind auch die mittelbronzezeitlichen Flussfunde aus der Weser, wie beispielsweise eine verzierte Dolchklinge in Petershagen-Hävern und ein anglo-irisches Schwert in Vlotho, sowie die Hortfunde von Hausberge an der Porta und Halle-Oldendorf, die sowohl Handel und Handelswege als auch Umschmelzen, also Eigenproduktion, belegen. Die Fundstelle von Halle-Oldendorf in der Nähe einer möglichen Salzquelle stellt auch die gegenwärtig nicht zu beantwortende Frage, ob Salzgewinnung in der frühen Mittelbronzezeit eine Rolle in der Beschaffung von Tauschmitteln für den Import von Metall gespielt hat.

Jungbronzezeit, ca. 1250 bis 700 v. Chr.

Jungbronzezeitliche Hortfunde sind in Löhne-Obernbeck und Horn-Bad Meinberg gemacht worden. Als Ausnahmefund kommt das halbplastische Bronzefigürchen von Ostercappeln-Venne hinzu, das einen Mann mit Blasinstrument in einer Weise darstellt, die Ähnlichkeiten sowohl mit den skandinavischen Felsbildern als auch mit Kleinplastiken aus Sardinien aufweist und die Weitläufigkeit der Kulturbeziehungen betont.

Seit dem Beginn der Jungbronzezeit herrschte im Totenkult weit und breit die Leichenverbrennung vor – und das sollte im Weser- und Osnabrücker Bergland bis zur

Völkerwanderungszeit oder gar bis zum Frühmittelalter so bleiben.

Zunächst haben wir es im Wesentlichen mit Urnengravern und Leichenbrandnestern zu tun. Beide Formen setzen Verbrennung, sorgfältige Auslese und Waschung des Leichenbrandes, also der Überreste der verbrannten Knochen, voraus, um ihn in einer Urne (Urnengrab) oder durch ein umwickelndes Tuch (Leichenbrandnest) geschützt im Boden zu deponieren. Dem Grab hinzugefügt wurden ein kleines Gefäß für die Trankbeigabe und eventuell ein oder zwei Bronzegegenstände wie Gewandnadeln oder -spangen – die so genannten Fibeln –, Rasiermesser und Pinzetten. Zusätzliche Speisebeigabe von Brot wurde dabei in Lotte-Halen nachgewiesen und die von Fleisch (Schaf/Ziege, Schwein und Hausrind) in Willebadessen-Engar und im Wangelister Feld bei Hameln.

Die Gräber der Jungbronzezeit scheinen überhügelt gewesen zu sein. Doch meistens lässt sich das nicht mehr nachweisen, weil die bekannten jungbronzezeitlichen Nekropolen überwiegend in flussnahen Gebieten liegen, die seit Jahrhunderten gepflügt werden. Ursprünglich eventuell vorhandene Grabhügel sind dadurch längst eingeebnet worden.

Für das Obere Weserbergland ist eine Oberwesergruppe zu definieren, die kulturell im Zusammenhang mit Nordhessen zu sehen ist und für Einflüsse aus der süddeutschen Urnenfelder-Kultur sowie aus der mitteldeutschen Lausitzer Kultur besonders offen war.

Das Untere Weser- und das Osnabrücker Bergland gehörten hingegen zur Peripherie der Emsgruppe, für die Grabeinhegungen – Kreisgräben, Langgräben und vor allem schlüssellochförmige Gräben – typisch sind. Derartige Grabdenkmäler sind aus Ibbenbüren, Osnabrück und Petershagen bekannt. Bis Bad Salzuflen-Hölsen kamen aber nur die einfachen Kreisgräben vor und die meisten Nekropolen weisen überhaupt keine Grabeinhegung aus.

Eisenzeit

In der zweiten Hälfte des 8. Jahrhunderts v. Chr. tauchte Eisen als Rohstoff in den Gräbern überhaupt noch nicht auf. Dies erschwert es, den Übergang zur Früheisenzeit (ca. 750 bis 620 v. Chr.) zu erkennen. Die Gefäßformen sind aber etwas höher und schlanker als in der Jungbronzezeit, die Vielfalt der Grabeinhegungen verschwindet, es verbleiben nur Kreisgräben – meist von geringer Größe – und Metallbeigaben, die scheinbar zunehmend auf dem Scheiterhaufen mit verbrannt wurden. Auf den meisten Bestattungsplätzen ist ein Bruch der Belegung nicht auszumachen. Zu den Urnenfriedhöfen kamen aber im Unteren Weser- und im Osnabrücker Bergland die ersten Familiengrabhügel hinzu, in denen sich keine hervorgehobenen Zentralgräber, sondern nur die gleichwertigen Bestattungen einer Familie oder einer Sippe finden, und die frühesten Scheiterhaufenhügel (Bad Essen-Hüsedede), mit denen man die Überreste des Scheiterhaufens an Ort und Stelle überhügelt hat. Einzelfunde von Bronzen belegen sowohl nord- und mitteldeutsche Beziehungen als auch die Tätigkeit von regionalen Werkstätten.

Möglicherweise bestand die 11 ha große Wallburg Rodenstatt in Schieder-Schwalenberg bereits in diesem Zeitabschnitt. Die dendrochronologische Kalibrierung ihrer ¹⁴C-Datierung ergibt eine Einstufung in die Zeit um 628 ± 116 v. Chr. Funde von dem Berg Babilonie bei Lübbecke lassen dort ebenfalls eine früheisenzeitliche Höhenbefestigung möglich erscheinen.

Ältere vorrömische Eisenzeit (Früh-La-Tène-Zeit), ca. 700 bis 300 v. Chr.

Die ältere vorrömische Eisenzeit wird nach südmitteleuropäischem Muster Mittel-La-Tène-Zeit genannt, weil die Einflüsse aus dem keltischen Süden auch im Weser- und Osnabrücker Bergland maßgeblich sind.

In diesem Zeitabschnitt ist in der Region eine kulturelle Dreigliederung zu beobachten. Der Südosten ist dabei archäologisch wenig bekannt, dürfte aber Affinitäten mit Nordhessen aufweisen. Hervorzuheben ist hier der Fund von sieben gussgleichen Bronzearmringen in Nieheim-Sommersell, die mit kräftigen Verdickungen und Zwischenrippen verziert waren. Sie lagen 2,5 m tief in den Verlandungsschichten eines früheren Teiches, stammen also nicht aus einem unerkannten Grab, sondern waren durch bewusste Versenkung einer Wassergottheit gewidmet worden.

Im Unteren Weser- und im Osnabrücker Bergland ist besonders auf die Friedhöfe von Ibbenbüren-Laggenbeck und Hagen-Gellenbeck aufmerksam zu machen, die die Tradition der nordwestdeutsch-niederländischen Grabeinhegungen nicht nur mit Kreis-, sondern jetzt mit Rechteck- und Quadratgräben fortführen.

Im zentralen Weserbergland und im Osnabrücker Bergland herrschten zwei miteinander verwandte Kulturen, die Nienburger Gruppe an der Mittelweser und die Gruppe Eilshausen im Ravensberger Land. Beide Gruppen waren mit den jeweils nördlich angrenzenden Gebieten von Niedersachsen eng verbunden. Die Keramik der Nienburger Gruppe war besonders reich, die von Eilshausen zurückhaltender verziert. Neben den sorgfältig hergestellten und häufig polierten Terrinen finden sich auch grobe Vorratsgefäße mit gerauter Wandung und Aufreihung von Fingertupfen an der Mündung, die nach einer niedersächsischen Fundstelle „Harpstedter Rauhtöpfe“ genannt werden. Von den Friedhöfen des zentralen Weserberglandes sind Grabeinhegungen restlos verschwunden. Typischerweise liegen die Gräber, die keinerlei Metallbeigaben enthalten, gleichwertig verteilt in Familiengrabhügeln. Ganz untypisch hingegen ist der Friedhof von Ilse in Petershagen-Windheim, aus dem bisher 20 Gräber bekannt wurden. Es handelt sich nämlich nicht um Brand-, sondern um Körpergräber, und zwar fast ausschließlich um Frauengräber. Nach Ausweis der Be-

stattungssitte und des reichhaltigen Bronzeschmuckes, den die Frauen ostentativ trugen, waren diese keine Einheimischen, sondern stammten aus Südwestdeutschland und scheinen an der Mittelweser – am Drehpunkt von Fernhandelsbeziehungen von fast europäischen Dimensionen – gelebt und gewirkt zu haben.

Die 10 ha große Wallburg Babilonie am Nordrand des Wiehengebirges bei Lübbecke-Blasheim besaß in der älteren vorrömischen Eisenzeit eine Wehrpalisade mit dahinter angeschütteter Erdrampe, die nach einem Brand in der Zeit um 317 ± 73 v. Chr. erneuert wurde. Der Bering umschloss im Norden eine Quelle, die die Wasserversorgung der Burginsassen sicherte.

Mittlere vorrömische Eisenzeit (Mittel-La-Tène-Zeit), 300 bis 100 v. Chr.

Charakteristisch für die Mittel-La-Tène-Zeit ist eine grundlegende Wandlung der Bestattungssitten. Bisher hatten die Sorgfalt der Auslese des Leichenbrandes und seiner Deponierung im Boden im Vordergrund gestanden. Nun spielte dies kaum noch eine Rolle, die Verbrennung selbst bildete den Kern der Beerdigungszeremonie. Die Gräber, in die nun die unsortierten Reste des Scheiterhaufens hineingeschüttet wurden, zeichnen sich durch die schwarze Färbung ihrer Bodenfüllung (Holzkohle und Asche) aus und werden je nachdem als Brandgrabengräber (ohne Urne) oder als Brandschüttungsgräber (mit Urne) bezeichnet. Sie sind von Ibbenbüren bis Warburg bekannt. In der Füllung der Gräber liegen mitunter zahlreiche meist verbrannte und fragmentierte Beigaben, wie Reste von Beigefäßen sowie Fibeln, Hals-, Arm- und Ohrringe, Gürtelhaken aus Eisen oder Bronze und unzählige Glasperlen, die auf Bronzedraht aufgezogen waren. Vor allem die Metallfunde verraten in ihrer Formgebung den Einfluss der Kelten sowie auch manchmal Entlehnungen aus dem Norden.

Es handelt sich jedoch meist nicht um Importstücke, sondern wohl um einheimische Nachahmungen oder gar Schöpfungen wie die Hängebrotschen vom Typ Babilonie, die mit einer Ausnahme (Ostbevern) nur im Weser- und Osnabrücker Bergland vorkommen. Mit Sicherheit importiert wurde hingegen die 4,25 cm lange bronzene Vollplastik eines Wasservogels, die wahrscheinlich in Lothringen gegossen worden war und als Bestandteil der Ausstattung eines Brandgrabengrabes in Hiddenhausen-Eilshausen entdeckt wurde.

Mittel-La-Tène-zeitliche Siedlungsspuren sind in Osnabrück-Lüstringen, Minden-Päpinghausen und Spenge-Lenzinghausen freigelegt worden. Die Wohnstallhäuser von Lenzinghausen waren annähernd rechteckig, zweischiffig, 5 – 5,4 m breit und hatten eine Länge von 13,5 – 13,7 m. Direkt daneben standen kleine aufgestelzte Pfostenpeicher.

Typisch für die Mittel-La-Tène-Zeit in der Region ist auch die Befestigung von Höhenkuppen, -spornen und -rücken, die in der frühen Eisenzeit bereits eingesetzt hatte. Belegbar ist nun die Befestigung und Nutzung einer Reihe von Wallburgen. Diese meist im 3. Jahrhundert v. Chr. entstandenen Wehranlagen, deren Innenflächen zwischen 2,8 und 11 ha schwankten, wurden unterschiedlich gebaut (Holzpalisade, Pfosten-Bohlen-Wand, Trockenmauer mit Holzeinbauten, jeweils mit oder ohne Außengraben). Viele von ihnen weisen Brandspuren auf, die auf kriegerische Auseinandersetzungen hindeuten.

Späte vorrömische Eisenzeit (Spät-La-Tène-Zeit), 100 v. Chr. bis 20 n. Chr.

Die Spät-La-Tène-Zeit war eine Zeit politischer Umwälzungen. Vom Feldherrn Caesar und den späteren römischen Historikern erfahren wir, dass in den „germanischen“ Räumen, die im Wesentlichen am Ostufer des Rheins begannen, Unruhen

und Völkerbewegungen stattfanden, die das noch freie Gallien und später die Reichsgrenze am Rhein bedrohten. Für diesen aus römischer Sicht gefährlichen Zustand wurden vor allem die Sueben verantwortlich gemacht, die von der Elbe aus nach Westen drängten. Diese elbgermanische Einflussnahme oder gar die Bedrohung auf den Spät-La-Tène-zeitlichen Siedlungsplätzen archäologisch aufzuspüren, fällt schwer. Ein etwas differenzierteres Bild bieten aber die Brandgrabengräber von der Talmühle in Petershagen-Lahde. Dort fanden sich Tonscherben und Eisenfibeln, deren Merkmale nach Mitteleuropa und darüber hinaus nach Schlesien und Großpolen weisen. Eine massive Einwanderung von Menschen ist jedoch daraus nicht abzuleiten. Die Bevölkerung von der Talmühle bestattete nach wie vor in Brandgrabengräbern statt in Urnen, wie an der Elbe üblich, übte nicht die dort ausgeprägte Sitte der Waffenbeigaben und gestaltete Gefäße, die nicht die typische Scharfprofilierung der Produktionen vom Elberaum zeigen. Die Bewohner des Weser- und Osnabrücker Berglandes, die von den Römern als Cherusker bezeichnet wurden, waren Einheimische, die sich lediglich dem Geist der Zeit angepasst hatten.

Die Sorgen der Römer um die Reichsgrenze führten zu Expeditionen des römischen Militärs und zur Entstehung der Idee, das freie Germanien zu erobern (12 v. Chr. bis 16 n. Chr.). Die Geschichte der Angriffskriege, die Rolle von Arminius dem Cherusker und seines Sieges über die drei Legionen des Statthalters Varus (9 n. Chr.) sind allgemein bekannt. In diesem Zusammenhang muss auf das Urnengrab von Kirchlingern-Südlingern aufmerksam gemacht werden, das offensichtlich von einem Römer für seine germanische Lebensgefährtin angelegt worden ist, sowie auf den unvollendeten Wachtposten, den römische Soldaten auf der Sparrenberger Egge in Bielefeld begannen, und natürlich auf die berühmte Fundstelle von Kalkriese bei Bramsche, wo sich bekanntlich zumindest ein Teil der Varus-Schlacht (Taf. 4) abgespielt hat. Die Suche nach der Örtlichkeit

der „Schlacht am Teutoburger Wald“ hatte bald nach 1505, dem Zeitpunkt der Entdeckung der „Annalen“ von Tacitus (55 bis 120 n. Chr.) in Corvey, eingesetzt und sogar zur Umbenennung des bisherigen Ossings in den heutigen Teutoburger Wald geführt. Die aktuelle Fokussierung auf Kalkriese am Nordrand des Wiehengebirges als Ort des Geschehens wird durch zahlreiche Argumente untermauert, bleibt jedoch umstritten. Faszinierend ist aber dort das Zusammenspiel der geomorphologischen und geologischen Gegebenheiten mit einer Guerilla-Strategie, das den endgültigen Abzug der römischen Truppen aus Germanien bewirkte.

Von den Repressalien, die die Römer nach der Varus-Schlacht durchführten, bis im Jahre 16 n. Chr., als Germanien auf Befehl des Kaisers Tiberius aufgegeben wurde, lassen sich möglicherweise im Gräberfeld von der Talmühle in Petershagen-Lahde Spuren ausmachen. Die jüngsten Gräber enthalten unter anderem provinzialrömische und niederrheinische Gegenstände und müssten während der Jahre der römischen Okkupation angelegt worden sein. Spätere Gräber, die man eindeutig später als 16 n. Chr. datieren könnte, fehlen aber ganz. Es mag hierfür andere Gründe geben, denkbar ist aber, dass die Bevölkerung, die diesen Friedhof nutzte, etwa im Zuge der großen Schlacht gegen die Cherusker bei „Idistaviso“ oder am Angrivariar-Wall im Jahre 16 vernichtet oder in die Sklaverei verschleppt wurde. Anzeichen von Strafexpeditionen lassen sich in der nur 2,5 km entfernten Siedlung von Lahde-Heyden allerdings nicht nachweisen.

Römische Kaiserzeit, 20 bis 400 n. Chr.

Die Siedlung von Lahde-Heyden bestand fast bis zum Ende der römischen Kaiserzeit, die historisch so genannt wird, obwohl die Römer keine zentrale Rolle mehr spielten. Sie umfasste – im archäologisch untersuchten Teil – wahrscheinlich nur ein Ge-

höft mit Wohnstallhaus, eine im Boden eingetieft Grubenhütte und ein bis zwei Pfostenspeicher. Dieses Gehöft ist immer wieder auffällig geworden, musste stets erneuert werden und wurde dabei allmählich nach Süden verlagert.

Eine besonders interessante Siedlung der frühen römischen Kaiserzeit lag in Warburg-Daseburg im südlichen Vorfeld des Vulkankegels des Desenberg. Hier kamen in den Jahren 1973 – 1983 die Spuren eines Einzelgehöftes zum Vorschein, in dem sich Textilverarbeitung und die Tätigkeit eines Feinschmiedes nachweisen ließen. Dieser produzierte Fibeln aus römischem Buntmetallschrott. Es liegen sowohl die Bronzebarren als auch die Halbfabrikate verschiedener Zwischenstufen und die Fertigprodukte in einer Zahl vor, die beweist, dass die Produktion sich nicht nur nach dem Eigenbedarf richtete, sondern marktorientiert war. Gegen was das Rohmaterial am Rhein und die Fertigprodukte in Daseburg getauscht wurden, ist leider unbekannt.

Spätestens spätkaiserzeitlich ist der früheste eindeutige Nachweis einheimischer Glasherstellung in der Siedlung „Auf dem Hagen“ in Hiddenhausen-Oetinghausen sowie möglicherweise auch in Melle-Oldendorf. Zur selben Zeit, im 4. Jahrhundert, erscheint auf der Drehscheibe hergestellte Keramik, die wahrscheinlich von spezialisierten Töpfern produziert wurde.

Die Friedhöfe der römischen Kaiserzeit bieten Brandgräber aller Art an: Brandgruben-, Brandschüttungs- und Urnengräber sowie Leichenbrandnester. Die Nekropole von Porta Westfalica-Costedt, die 1989 mit ihren 44 Gräbern annähernd vollständig erfasst wurde, war zwischen 150/160 und 250/260 n. Chr. rund 100 Jahre lang von zwei Hofgemeinschaften benutzt worden. Unter den Grabfunden – Keramik, Fibeln, Nadeln, Knochenkämme, Glasperlen sowie römische Importware – ist ein reich verziertes Gefäß mit eingerillter Swastika, einer Hirschdarstellung und geometrischen Mustern zu nennen, das als Urne für einen

Mann diente, dem sowohl Glasperlen als auch ein römischer Rundschild beigegeben worden waren (Taf. 4).

Einen Sonderfall in der Region stellt der so genannte Brodelbrunnen von Bad Pyrmont dar. Weil er zu versiegen drohte, wurde er 1863 großräumig ausgegraben, was zur Entdeckung eines Quellbeckens mit mindestens drei Quellen führte, in das seit der Spät-La-Tène-Zeit und möglicherweise noch vereinzelt im Mittelalter Opfergaben hineingeworfen worden waren. Bei den damaligen Erdarbeiten wurden mehr als 300 Funde aufgelesen, von denen noch 156 im Museum der Stadt liegen und insgesamt 240 zumindest noch in Abbildung fassbar sind. Überwiegend waren es Bronzefibeln, die die Pilger dem Quellbecken anvertraut hatten, daneben auch drei römische Münzen, ein Fingerring, eine römische, emaillierte Schöpfkelle und vielleicht eines der gefundenen Holzgefäße. Hervorgehoben seien drei Tierfibeln, die mit silbernen Blechauflagen einen Eber, einen Hasen und einen Hund jeweils in Seitenansicht darstellen, sowie eine Reiterfibel aus Bronze, die einer provincialrömischen Werkstatt entstammte.

Die Keramik der römischen Kaiserzeit, die in Bad Pyrmont fehlt, aber sonst auf Siedlungsplätzen und Gräberfeldern des Weser- und Osnabrücker Berglandes gut vertreten ist, kann als fest gebrannt und häufig sorgfältig hergestellt charakterisiert werden. Die Gefäßtypen sind einheitlich und jeweils gut ausgeprägt. Ihre Formen und Merkmale finden sich in weiten Landstrichen wieder; sie dienen daher zur Definition einer rhein-weser-germanischen Kulturgemeinschaft, die großräumig gemeinsame Züge aufweist. Einen homogenen Eindruck hinterlässt diese Keramik auch in ihrer zeitlichen Entwicklung, kulturelle Brüche sind in ihr nicht erkennbar. Dabei wissen wir doch durch die römischen Quellen, dass diese Region, die um Christi Geburt von den Cheruskern bewohnt war, nach dem politischen Zusammenbruch dieses Stammes von den Angrivariern im Norden und den Chatten im Süden beansprucht wurde. Die

schriftlichen Quellen deuten also für das 1. Jahrhundert Macht- und Kulturverschiebungen an, die aber archäologisch nicht fassbar sind.

In der mittleren Kaiserzeit war innerhalb der Rhein-Weser-Germanen der Bund der Franken entstanden; dies ist archäologisch ebenfalls nicht nachvollziehbar. Im spätkaiserzeitlichen Friedhof von Bad Oeynhausen-Dehme gruppierten sich mindestens 20 Gräber, vor allem Brandschüttungs-, aber auch Brandgrabengräber. Dort traten neben spätromischen Gefäßen und einheimischer Drehscheibenware auch zweiteilige Armbrustfibeln auf, die für das Elb-Weser-Dreieck typisch sind und daher historisch als chaulisch/frühsächsisch oder archäologisch als nordsee-weser-germanisch gelten. Diese Funde gesellen sich zu den provinzialrömischen Buntmetallgefäßen aus den Gräbern von Melle-Bakum, Halle-Oldendorf, Bielefeld-Sieker, Porta Westfalica-Veltheim und Lügde, die als erste Anzeichen einer sächsischen Landnahme gedeutet wurden, zumal zahlreiche Verstecke von Goldmünzen das 4. Jahrhundert als eine Zeit der Unsicherheit und des Wandels auszeichnen.

Völkerwanderungszeit, 5. Jahrhundert

Vier auf der Drehscheibe entstandene Gefäße aus Osnabrück-Atter stammen möglicherweise aus einem verkannten Körpergrab und markieren damit den Übergang zur Völkerwanderungszeit, auch wenn für diesen wenig bekannten Abschnitt im Weser- und Osnabrücker Bergland bisher sonst nur Brandgrabengräber nachweisbar sind. Die Bezeichnung Völkerwanderungszeit gilt übrigens auch für diese Region, obwohl Verschiebungen von Menschenmengen hier nicht nachvollziehbar sind. Bestenfalls ist, wie in der Spätkaiserzeit, eine Einflussnahme der Sachsen zu spüren, die aber sicher nicht mit einer Völkerwanderung einherging.

In den Siedlungen kommen nun stempelverzierte Keramiken, in den Brandgräbern buckel- und ritzverzierte Urnen vor. Der Einzelfund einer bronzenen Armstützfibel in Werther-Isingdorf ist zusammen mit den spätromischen Militärgürteln von Melle-Oldendorf und Osnabrück-Voxtrup auf das Konto jener Germanen zu buchen, die bei ihrer Rückkehr aus dem Söldnerdienst im Westen provinzialrömische Gegenstände mitbrachten.

Frühmittelalter, 6. bis 8. Jahrhundert

Das Frühmittelalter ist im Weser- und Osnabrücker Bergland weniger gut belegt als man es von einer fast geschichtlichen, von Schriftquellen beleuchteten Periode erwarten würde. Siedlungsbefunde sind zwar zahlreich bekannt, es handelt sich aber jeweils nur um wenige Spuren, die etwa über Wohnstrukturen kaum etwas aussagen. Nur die am Südfuß des Teutoburger Waldes gelegene Siedlung von Halle-Künsebeck konnte in den Jahren 1950 bis 1957 großräumiger untersucht werden. Es fanden sich die Standspuren von 13 ebenerdigen Wohnstallhäusern und Wirtschaftsgebäuden sowie von 16 Grubenhäusern, die als die Überreste von nur zwei Gehöften anzusehen sind, deren Baubestand oft erneuert werden musste. Die Keramik, die im Wesentlichen in der Zeit vom 6. bis zum 8. Jahrhundert von einfachen so genannten Kämpfen beherrscht wird, ist einheimisch und grob gestaltet. Allgemein zeigt das Fundgut, dass die Bewohner von Halle-Künsebeck Selbstversorger waren.

Im Weser- und Osnabrücker Bergland ist Fernhandel und Warentausch seit dem Neolithikum belegbar. Aus dem Frühmittelalter stammen die frühestdatierbaren Transportmittel (Einbäume mit geringer Belastbarkeit) und zugleich auch die damit verbundenen Verkehrsachsen, die natürlichen Wasserstraßen. Der Einbaum von Löhne-Gohfeld, der auf der Werre verkehrte, wur-

de durch ¹⁴C-Messung in die Zeit zwischen 575 und 675 und der von Porta Westfalica-Eisbergen – Wesertrasse – zwischen 620 und 890 n. Chr. datiert (Taf. 4).

Unter den frühmittelalterlichen Friedhöfen fallen die Gräber vom Querenberg in Mettingen auf, die bereits 1932 untersucht wurden. Es handelte sich um sieben kleinere Steinhügel von 4,3 – 4,8 m Durchmesser, die am Fuß mit einem Steinkranz versehen waren und Baumsarg-Körperbestattungen mit Grabbeigaben enthielten. Zwischen den Hügeln und östlich davon lagen weitere, oft steinumstellte, ursprünglich aber nicht überhögelte Körpergräber, die überwiegend West – Ost orientiert und fast beigabenlos waren. Die überhögelten Gräber werden als die von noch heidnischen Menschen angesehen, während die beigabenlosen, orientierten Bestattungen als die von Sachsen des späten 8. Jahrhunderts (oder danach) gedeutet werden, die sich bereits zum Christentum bekannten.

Im Frühmittelalter mehren sich die schriftlichen Quellen. Doch wie schon zur Zeit der Römer erfolgte die Berichterstattung durch Auswärtige, die jetzt von Nordfrankreich und vom Rhein aus auch das Weser- und Osnabrücker Bergland betrachteten. Diese fränkischen Quellen erwähnen Kampfhandlungen der Sachsen im 7. Jahrhundert, besonders in den Jahren kurz vor 700, sowie Gegenangriffe von Karl Martell (738) und Pippin (758), den Beginn der Sachsenkriege von Karl dem Großen im Jahre 772 und seinem sächsischen Widersacher, Widukind, dessen Taufe 785 das Ende der Kämpfe einleitete. In diesem Zusammenhang werden Schlachten bei Hlidbeki (Lübbecke, 775), an der Hase und bei Theotmelli (Detmold, 783), ein Weihnachtsfest im Jahre 784 in Lihidi (Lügde) und ein Winteraufenthalt in Heristelli (Beverungen-Herstelle, 797) sowie Burgen genannt, die bei den Auseinandersetzungen eine besondere Rolle gespielt haben. Für das Weserbergland ist nur die Brunsburg (Brunisbeg, 775) in Hörter-Godelheim eindeutig identifizierbar. Möglicherweise gemeint wurden aber auch die Babilonie

bei Lübbecke, die Herlingsburg bei Lügde oder Alt-Schieder bei Schieder-Schwalenberg und die Iburg bei Bad Driburg. Überhaupt nicht erwähnt wurden der Tönsberg bei Oerlinghausen und der Gaulskopf bei Warburg-Ossendorf, die jedoch höchstwahrscheinlich damals bestanden.

Dabei ist archäologisch die Brunsburg am wenigsten bekannt. Die etwa 3 ha große Anlage, die möglicherweise schon in der vorrömischen Eisenzeit befestigt worden war, nutzt einen auffälligen Bergsporn und weist einen Ring- sowie drei Vorwälle auf, die teilweise sächsisch sein können, aber noch nie untersucht wurden.

Die Babilonie bestand sicher in der Eisenzeit. Sie besitzt ein System von drei Wällen, die ein Areal von insgesamt 12 ha umschließen, und eine kleine Kernburg im südlichen oberen Teil der Anlage, die von einem zweiphasigen Sperrriegel verteidigt wurde. Als frühmittelalterlich angesehen werden die beiden Außenwälle und der nördliche Innenriegel, die jeweils offensichtlich auf eine ursprüngliche Holz-Erde-Mauer (doppelte Holzschalenwand mit Erdinnenfüllung) zurückzuführen sind und von einem Außengraben begleitet werden. Der zweite Riegel hingegen ist jünger, er bestand aus einer Mörtelmauer.

Die 7 ha große Herlingsburg liegt auf einem Bergplateau, dessen Rand mit einem Wall befestigt wurde, in dem ebenfalls die Spuren einer Holz-Erde-Mauer nachzuweisen waren. Auch hier war dem Wall ein Graben vorgelagert.

Alt-Schieder befindet sich hingegen am unteren Berghang und besteht aus zwei verschiedenen, sich räumlich überlappenden Befestigungen. Durch die jüngere Anlage, die eine Bruchstein-Mörtelmauer besitzt, ist ein Teil der älteren zerstört worden. Diese war ca. 2 ha groß und mit einer Holz-Erde-Mauer mit Außengraben ausgestattet.

Die Iburg liegt in Spornlage im Eggegebirge und beherrscht Bad Driburg. Der Befund ist mehrperiodisch. Die hochmittelalterliche Burg, die später zur Einrichtung eines

Klosters genutzt wurde, war innerhalb einer älteren Befestigung angelegt worden, die wiederum von zwei bis drei noch älteren und untereinander nicht unbedingt zeitgleichen Wällen umschlossen wird. Die Untersuchung eines dieser Wälle ergab, dass er aus der Ruine einer Stein-Erde-Mauer besteht, die möglicherweise im 8. Jahrhundert errichtet worden ist.

Der Tönsberg, ebenfalls auf einem Bergsporn gelegen, trägt auch die Spuren einer langen Geschichte. Er war in der vorrömischen Eisenzeit befestigt und wurde in der Spätkarolingerzeit durch den Bau einer Mörtelmauer noch verstärkt. Zur mittleren, frühmittelalterlichen Nutzungsphase der Anlage gehört der Querwall, der im Ost-drittel der gesamten Burg ein Kernwerk von ca. 1,5 ha definiert. Dieser Wall, der mit einem Außengraben versehen wurde, enthält die Reste einer trocken verlegten Zweischalenmauer.

Der Gaulskopf ist ein breiter, plateauartiger Bergsporn, der einen Ringwall mit vorgelagertem Graben aufweist. Die Innenfläche der Burg beträgt mehr als 3 ha. Im Süden erwies sich der Wall als Rest einer Holzpalisade mit rückseitiger Rampe aus Erde und Steinen. Im Osten ist eine ähnliche Konstruktion später durch eine Mörtelmauer ersetzt worden. Im Jahre 1967 wurden im Bereich des gemauerten Osttores die Spuren einer hölzernen älteren Toreinfassung aus dem 8. Jahrhundert freigelegt. 1990 folgten weitere archäologische Untersuchungen vor allem innerhalb der Wallburg. Es kamen unter anderem die Standspuren einiger Ost – West gerichteter Pfostengebäude zutage. Der interessanteste

Bau ist der südlichste. Er war 11,2 m lang, 4,4 – 5 m breit und bestand aus einem 8,5 m langen, einschiffigen Raum im Osten sowie einer 2,7 m tiefen, im Westen vorge-lagerten Halle. Nördlich des Ostendes der Pfostenkonstruktion lagen drei Körpergräber parallel zueinander. Der Befund wird als frühe Holzkirche gedeutet und um 800 n. Chr. datiert. Diese Datierung wird durch eine kreuzförmige Fibel aus Gold bestätigt, die mit Filigrandraht verziert ist und stilistisch in das 8. bis 9. Jahrhundert einzuordnen ist.

>> Ende der Frühgeschichte <<

Dass die Holzkirche und diese Fibel von Christen oder für Christen hergestellt worden ist, steht außer Frage. Hier ist also, obwohl jede historische Frühaufzeichnung über den Gaulskopf und seine frühmittelalterliche und karolingerzeitliche Nutzung fehlt, die Grenze zwischen der Frühgeschichte überschritten, die praktisch nur ergraben werden kann, und der Geschichte, für deren Erforschung Schriftquellen in größerer Menge zur Verfügung stehen. Mit der fränkischen Eroberung und Neuorganisation, mit der Gründung der ersten Kirchen und bald auch der Bischofssitze von Osnabrück und Minden sowie der Kloster Corvey und Herford tritt im späten 8./frühen 9. Jahrhundert eine ausgeprägte Zäsur ein. Die weitere Entwicklung im Weser- und Osnabrücker Bergland, die bisher zeitweise als kulturelle Einheit, oft aber als Summe von zwei oder gar drei Teilregionen in Erscheinung traten, ist nicht mehr Gegenstand dieses Beitrages.

Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung (H. Heuser)

Wasser ist die Grundlage allen Lebens – Trinkwasser ist deshalb unser wichtigstes Lebensmittel. In ganz Nordrhein-Westfalen werden etwa 40 % des Trinkwassers aus Grundwasser gewonnen. Im Weser- und Osnabrücker Bergland sind es sogar fast 100 %, weil dort nicht – wie in anderen Landesteilen – Trinkwassertalsperren zur Verfügung stehen. Das Grundwasser erfüllt jedoch nicht überall die hohen Anforderungen, die wir an unser wichtigstes Lebensmittel stellen. Vielerorts gelangen infolge der intensiven Flächennutzung unerwünschte Schadstoffe in das Grundwasser und beeinträchtigen dessen Genießbarkeit. Aber nicht nur menschliche Einflüsse schmälern das Trinkwasserdargebot. In weiten Bereichen des Weser- und Osnabrücker Berglandes dringt an Trennfugen in den Gesteinsschichten hoch mineralisiertes Tiefengrundwasser auf und versalzt das oberflächennahe Süßwasser. Infolge der hohen Gehalte an Sulfat- und Chlorid-Ionen ist dann das mineralisierte Grundwasser als Trinkwasser nicht nutzbar, wohl aber unter bestimmten Voraussetzungen als Mineral- oder Heilwasser.

Grundwasserneubildung und Grundwasserdargebot

Das Grundwasser ist Bestandteil des Wasserkreislaufs. Aus den Niederschlägen wird es ständig erneuert. Jedoch nur ein Teil der Niederschläge wird zu Grundwasser. Der größere Teil fließt als Oberflächen- oder als Zwischenabfluss im Boden direkt den Bächen und Flüssen zu, ein Teil verdunstet oder wird durch die Wurzeln der Pflanzen aufgenommen und deren Stoffwechsel zugeführt. Der kleinere Teil versickert, passiert die wasserungesättigte Zone des Bodens und wird schließlich zu Grund-

wasser. Die Spannweite der langjährigen mittleren Niederschlagshöhen ist recht groß. Während in den Kammlagen des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges bis zu 1 400 mm/a Niederschlag fallen, werden nördlich des Wiehengebirges und im Raum Warburg – Borgentreich nur 600 bis 650 mm/a gemessen. Jeweils etwa ein Viertel bis ein Drittel dieser Menge trägt zur Grundwasserneubildung bei. Deren Höhe lässt sich unter Berücksichtigung der klimatischen, geologisch-bodenkundlichen und geografischen Faktoren berechnen. Die für das Weser- und Osnabrücker Bergland ermittelten Werte sind jeweils für die Blätter der Topographischen Karte 1 : 50 000 (TK 50) für die Nutzungsarten Acker, Grünland und Mischwald in Tabelle 5 aufgeführt.

Grundwasser füllt die Hohlräume der Erdkruste zusammenhängend aus. Seine Bewegungsmöglichkeiten werden fast ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt. Der Kapillarsaum oberhalb des freien Grundwasserspiegels gehört also streng genommen nicht zum Grundwasser. Das Grundwasser bewegt sich in den Poren sandig-kiesiger Lockergesteine und in den Trennfugen (Klüfte, Schichtflächen) der Festgesteine. Man spricht darum von Poren- und Kluffgrundwasserleitern. Einen Sonderfall der Kluffgrundwasserleiter stellen die Karstgrundwasserleiter dar. Entlang den Trennfugen werden die meist kalkigen Gesteine vom kohlenstoffhaltigen Niederschlagswasser aufgelöst. Es entstehen offene Spalten, bei fortschreitender Verkarstung sogar kommunizierende Röhrensysteme, in denen das Grundwasser sehr schnell fließen kann.

Seine Verweildauer im Untergrund kann je nach Versickerungstiefe und Art des Grundwasserleiters unterschiedlich lang sein. Früher oder später tritt das Grundwasser jedoch in Quellen wieder an die Erdoberfläche und fließt über die Bäche und Flüsse

dem Meer zu, wo es verdunstet. Der Kreis schließt sich.

Nutzung und Gefährdung des Grundwassers

Trinkwasser

Die Versorgung der Bevölkerung mit einwandfreiem Trinkwasser war und ist im Weser- und Osnabrücker Bergland nicht einfach. Anders als im Münsterland oder im Ruhrgebiet fehlen ergiebige Grundwasserleiter und unbelastete Oberflächengewässer. Infolge der Zerstückelung der Gesteinsverbände durch Vorgänge bei der Gebirgsbildung wechseln die hydrogeologischen Verhältnisse auf engem Raum. So entstanden in den meisten Städten und Gemeinden zwar Zentralversorgungen, sie bestehen aber in der Regel aus mehreren (bis zu 18) Gewinnungsanlagen. Zur Erhöhung der Versorgungssicherheit haben sich einige Wasserversorger zu Wasserbeschaffungsverbänden zusammengeschlossen.

Wichtigste Grundwasserleiter sind die pleistozänen Sande und Kiese. Dabei handelt es sich teils um Schmelzwasserablagerungen (Vor- und Nachschüttsand,

Sander), teils um Flussablagerungen (Terrassensande und -kiese). Sie sind in der Regel nur gering mächtig. Im Bereich der Senne und insbesondere auch in Subrosionssenken können sie jedoch mehrere Zehnermeter mächtig werden. Eines der bekanntesten Beispiele für Senkungsstrukturen als Grundwasserspeicher ist die Gewinnungsanlage Kapellenbreite bei Höxter. Die Weserkiese erreichen dort Mächtigkeiten von mehr als 80 m. Aus den kaltzeitlichen Porengrundwasserleitern werden im Weser- und Osnabrücker Bergland pro Jahr knapp 60 Mio. m³ Trinkwasser gefördert. Dies entspricht einem Anteil von 59,5 % der gesamten Trinkwasserförderung.

Bedeutende Kluftgrundwasserleiter sind die Kalksteine und Kalkmergelsteine des Unteren und Oberen Muschelkalks. Häufig ist ihre Ergiebigkeit jedoch durch hohe Grundwasserflurabstände eingeschränkt, weil in der Umgebung tief eingeschnittener Täler der Grundwasserspiegel auf das Niveau des Talbodens absinkt. Auch die Kalksteine und Kalkmergelsteine des Malms und der Oberkreide sind gute Kluftgrundwasserleiter, ferner die härteren Tonmergelsteinschichten des Mittleren Keupers, die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, des Unteren, Mittleren und Oberen Keupers und der Unterkreide, letztere allerdings nur

Tabelle 5

Wasserbilanz im Weser- und Osnabrücker Bergland bei unterschiedlicher Landnutzung

TK 50	Niederschlag (mm)	Acker		Grünland		Mischwald	
		V (mm)	A	V (mm)	A	V (mm)	A
L 3710 Rheine	719	496	223	517	202	552	167
L 3712 Ibbenbüren	723	449	274	466	257	496	227
L 3716 Lübbecke	686	478	208	496	190	518	168
L 3718 Minden	622	424	198	445	177	460	162
L 3916 Bielefeld	789	490	299	521	268	537	162
L 3718 Herford	733	450	283	500	233	500	252
L 4118 Detmold	855	442	413	473	382	489	233
L 4120 Bad Pyrmont	754	436	318	469	285	460	366
L 4320 Bad Driburg	730	399	331	431	299	418	312
L 4520 Warburg	669	423	246	447	222	454	215

V = Verdunstung A = unterirdischer Abfluss bzw. Grundwasserneubildung

im Bereich des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges. Nördlich des Weser-/Wiehengebirges sind die Unterkreide-Schichten tonig und damit Grundwassergeringleiter.

Abbildung 39 zeigt eine vereinfachte hydrogeologische Einstufung der verschiedenen geologischen Einheiten und deren prozentuale Anteile an der Trinkwasserförderung im nordrhein-westfälischen Gebietsanteil des Weser- und Osnabrücker Berglandes, bezogen auf den Verbrauch im Jahre 1990 in Höhe von ca. 95 Mio. m³. Die Darstellung der kreidezeitlichen Gesteine entspricht den Verhältnissen in der Umrandung des Münsterländer Kreide-Beckens. Der Bielefelder Anteil an der Trinkwasserförderung aus quartär- und oberkreidezeitlichen Gesteinen ist gesondert ausgewiesen. Das Wasser wird aus den Schmelzwassersan-

den der Senne und den unterlagernden Kalksteinen des Münsterländer Kreide-Beckens gefördert und stammt damit aus einer anderen geologischen Großlandschaft.

Tonsteine gelten im Allgemeinen als Grundwassergeringleiter. In der Umgebung von Vlotho sind die Tonsteine des Oberen Keupers und des Lias infolge thermischer Härtung und tektonischer Beanspruchung jedoch örtlich gute Grundwasserleiter. So wird zum Beispiel die Stadt Exter überwiegend durch einen im Lias verfilterten Brunnen mit Trinkwasser versorgt.

Trinkwasser muss nach den geltenden Gesetzen hohe Qualitätsstandards erfüllen, die durch Ausweisung von Wasserschutzgebieten und ständige Kontrollen des geförderten Rohwassers erreicht werden. Nicht überall ist das Grundwasser als Trinkwasser nutzbar. In Oberflächennähe mindern oft anthropogene Verschmutzungen die Qualität des Wassers. In intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten versucht man zunehmend, durch Kooperationen zwischen den Wasserversorgern und der Landwirtschaft die Grundwasserqualität zu verbessern. Dies geschieht durch die Risikobewertung der grundwasserschützenden Deckschichten in Wasserschutzgebieten und darauf aufbauende Dünge- und Nutzungsempfehlungen an die Landwirtschaft.

Aber auch durch natürliche Einflüsse kann die Verwendbarkeit des Grundwassers als Trink- und Brauchwasser eingeschränkt sein. So können zu hohe Mineralgehalte zum Beispiel zu Verockerungen oder Kesselstein-

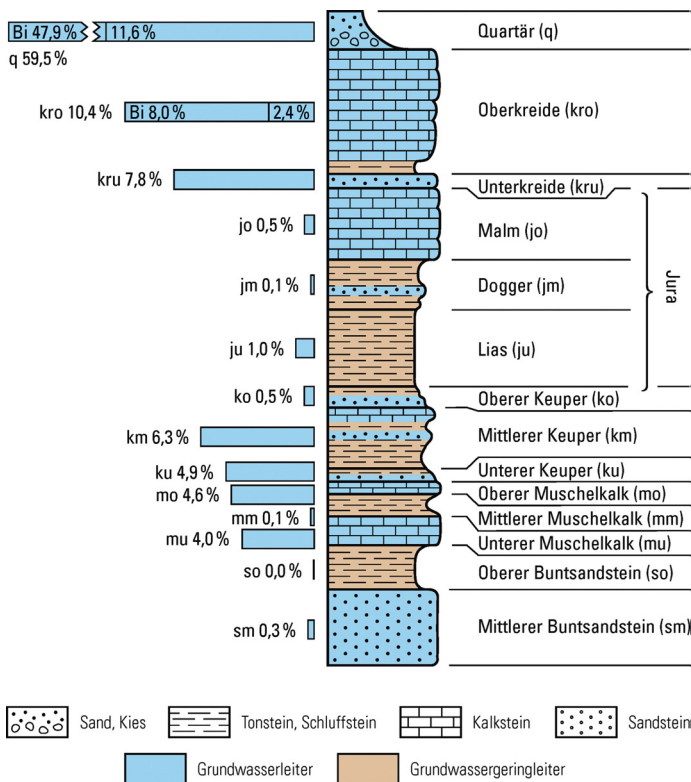


Abb. 39 Vereinfachte hydrogeologische Einstufung der geologischen Einheiten des Weser- und Osnabrücker Berglandes (Bi = Anteil Bielefeld)

bildung führen. Regenwasser ist ein gutes Lösungsmittel. Nach seiner Versickerung im Untergrund nimmt es lösliche Minerale auf. Dies sind in der Reihenfolge ihrer Löslichkeit vor allem Natriumchlorid (Steinsalz), Kalziumsulfat (Gips, Anhydrit), Kalziumkarbonat (Kalkstein) und Kalzium-Magnesiumkarbonat (Dolomitstein). Steinsalz tritt im Münder-Mergel (Unterkreide/ Malm), im Mittleren Muschelkalk, im Oberen Buntsandstein und vor allem im Zechstein auf. Gips findet sich in denselben geologischen Einheiten, ferner im Mittleren und stellenweise auch im Unteren Keuper. Kalk- und Kalkmergelsteine sind charakteristisch für Oberkreide, Malm, Unteren Keuper (dort dolomitisch), Oberen und Unteren Muschelkalk und die Randfazies des Zechsteins. Außerdem ist fein verteiltes Kalziumkarbonat in den meisten geologischen Einheiten zu finden. Ausnahmen bilden die kalkarmen Sandsteine aus Unterkreide, Dogger, Schilfsandstein (Mittlerer Keuper), Lettenkohlsandstein (Unterer Keuper) und teilweise Mittlerem Buntsandstein.

Durch die Lösung auslaugungsanfälliger Gesteine reichert sich das Grundwasser mit den Ionen der jeweils gelösten Minerale an. Die dabei entstehenden Massenverluste können sich an der Erdoberfläche durch Verkarstungserscheinungen wie Erdfälle und Subrosionssenken bemerkbar machen. Hohe Kalzium- und Magnesiumgehalte äußern sich in einer hohen Gesamthärte des Wassers. Hartes Wasser neigt bei Erwärmung zur Kesselsteinbildung. Hohe Chlorid- und Sulfatgehalte beeinträchtigen den Geschmack des Wassers. An Störungen können hoch konzentrierte Chlorid- oder Sulfatwässer zur Oberfläche aufsteigen. In den Tälern der Weser, der Werre und der Bega sowie einiger Nebenbäche führen sie örtlich zu einer Versalzung des Porengrundwassers. Durch Verwitterungsvorgänge gelangen gelöstes Eisen und Mangan in das Grundwasser. Bei Ausfällung kommt es zu Inkrustationen und Verockerungen. Daher darf das Rohwasser zur Einhaltung der gesetzlich geforderten Grenzwerte und zur Rohrnetzbedingung technisch aufbereitet werden.

Die Anreicherung des Grundwassers mit Mineralien wird im Weser- und Osnabrücker Bergland vielerorts durch gelöstes Kohlenstoffdioxid (CO_2 , auch Kohlensäure genannt) begünstigt. Kohlensäurereiche Wässer sind besonders aggressiv und greifen nicht nur die Gesteine des Grundwasserleiters an, sondern auch die technischen Einrichtungen von Brunnenfassungen und Abfüllanlagen. Die Kohlensäure-Vorkommen des Weserberglandes sind Zeugen des miozänen Basaltvulkanismus der Hessischen Senke. Im Osnabrücker Bergland wurde das dort vorkommende CO_2 bisher dem vermeintlichen Pluton von Bramsche zugeschrieben, dessen Existenz in letzter Zeit in Frage gestellt wird (s. S. 29).

Mineralwässer

Auch Mineralwässer sind Bestandteil des natürlichen Wasserkreislaufs. In der Regel ist ihre Verweilzeit im Untergrund jedoch höher als die oberflächennaher Grundwässer. Auf ihrem Weg kommt es zu Lösungs-, Mischungs- oder Austauschvorgängen, die den Wässern ihren eigenen Charakter verleihen. Die individuellen Gehalte an Hauptanionen und -kationen, aber auch an bestimmten Spurenstoffen sind gewissermaßen der unveränderliche Fingerabdruck einer Mineralquelle.

Die rechtlichen Anforderungen an natürliches Mineralwasser sind hoch: Nach der Verordnung über natürliches Mineralwasser, Quellwasser und Tafelwasser muss es aus einem vor Verunreinigungen geschützten unterirdischen Vorkommen stammen, ursprünglich rein und im Rahmen natürlicher Schwankungen beständig in seiner Beschaffenheit sowie arm an gesundheitsschädlichen Stoffen, wie zum Beispiel an den Schwermetallen Arsen, Blei oder Kadmium sein. Ist es besonders reich an ernährungsphysiologisch wertvollen Bestandteilen, dürfen diese gesondert ausgelobt werden. So enthalten die meisten Mineralwässer des Weser- und Osnabrücker Berglandes Kalziumgehalte von mehr als 150 mg/l oder Magnesiumgehalte

von mehr als 50 mg/l und dürfen dementsprechend als kalzium- oder magnesiumhaltig gekennzeichnet werden.

Mineralwasser darf in seiner Beschaffenheit nicht verändert werden. Ausnahmen sind der Entzug von Eisen und Schwefel sowie der Entzug oder Zusatz von Kohlensäure. Natürliches Mineralwasser ist das einzige Lebensmittel, das amtlich anerkannt werden muss, und zwar nach einer umfangreichen chemischen und bakteriologischen Überprüfung. Eine solche amtliche Aner-

kennung besitzen im Weser- und Osnabrücker Bergland über dreißig Mineralwässer. Dies entspricht etwa einem Drittel aller in Nordrhein-Westfalen registrierten Mineralwässer. In Tabelle 6 sind die abgefüllten Mineral- und Heilwässer aufgeführt.

Heilwässer und Heilquellen

Heilwässer sind natürliche Heilmittel des Bodens, die aufgrund ihrer chemischen Zu-

Tabelle 6
Im Weser- und Osnabrücker Bergland abgefüllte Mineral- und Heilwässer

Quellort	Name	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na Mg Ca		
					(mg/l)		
Bad Driburg	Caspar-Heinrich-Quelle**	so	2001	1 371	27	61	233
Bad Driburg	Badestädter Mineralbrunnen	so	2002	693	12	31	122
Bad Driburg	Bad Driburger Mineralbrunnen	mu	2002	755	7	33	126
Bad Pyrmont	Bad Pyrmonter Mineralwasser	so	1991	> 360	5	25	53
Bielefeld	Carolinen-Urquelle	mu+mo	2001	1 399	15	55	231
Bielefeld	Carolinen-Urgesteinquelle	mu+mo	2001	908	10	47	150
Bielefeld	Merkur-Brunnen	mo	2002	1 165	77	46	188
Detmold	Forstetal-Quelle	km	1996	2 229	12	58	521
Höxter-Bruchhausen	Silber-Quelle	sm	2002	830	9	64	110
Horn-Bad Meinberg	Staatlich Bad Meinberger	km	1998	1 937	27	73	423
Löhne	St. Margareten**	ko+km	2000	2 359	20	51	605
Löhne	Steinsieker Mineralwasser	ko	2000	2 365	19	50	605
Löhne	Werretaler	km	1994	920	19	44	166
Löhne	Ines-Quelle	ko	1999	> 1 750	25	91	343
Löhne	Iris-Quelle	ko	1991	1 667	25	85	323
Löhne	Geo-Quell	ko	1994	2 859	260	48	530
Löhne	Rondena-Brunnen	ko	1985	3 919	452	81	662
Löhne	Mühlen-Quelle	ko	1995	2 979	280	51	555
Rinteln	Extaler Mineralwasser	?	1999	> 1 570	10	57	350
Steinheim-Vinsebeck	Graf-Metternich-Quelle	so	1985	3 109	294	84	476
Steinheim-Vinsebeck	Graf-Simeon-Quelle	mu+so	1985	2 928	105	85	603
Steinheim-Vinsebeck	Graf-Metternich-Varus-Quelle	mo	1996	649	4	40	98
Steinheim-Vinsebeck	Vinsebecker Säuerling	sm	1985	943	57	37	148
Steinheim-Vinsebeck	Delta-Quelle	mm	1997	1 438	10	36	324
Warburg-Germete	Antonius-Quelle	sm	1986	3 255	430	98	465
Warburg-Germete	Diemeltaler Quelle	mu	1996	> 709	12	35	125
Warburg-Germete	Germeta-Quelle	mu	1995	> 1 100	15	43	210
Warburg-Germete	Warburger Waldquell	mu+so	1996	> 1 245	26	49	240

* Erl. der Symbole s. Abb. 39 ** Heilwasser

sammensetzung, ihrer physikalischen Eigenschaften und/oder nach der balneologischen Erfahrung oder nach medizinischen Erkenntnissen nachweisbar therapeutische Eigenschaften besitzen.

Heilwässer stammen aus Heilquellen und werden zu medizinischen Zwecken ortsgebunden angewandt oder als Fertigarzneimittel abgefüllt und versandt. Sie müssen staatlich anerkannt sein und als Versandheilwässer behördlich zugelassen werden.

Tabelle 6
(Fortsetzung)

Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)			
46	75	916	Ca-Mg-HCO ₃ -Säuerling
39	29	446	Ca-Mg-HCO ₃
7	179	372	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
14	9	253	Ca-Mg-HCO ₃
13	553	328	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
15	299	354	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
100	339	387	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
9	1 277	339	Ca-SO ₄
13	14	610	Ca-Mg-HCO ₃ -Säuerling
12	1 123	275	Ca-Mg-SO ₄
91	1 331	259	Ca-SO ₄
93	1 340	253	Ca-SO ₄
42	392	227	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
58	975	228	Ca-Mg-SO ₄
45	905	248	Ca-Mg-SO ₄
240	1 430	321	Ca-Na-SO ₄
721	1 590	392	Ca-Na-SO ₄ -Cl
300	1 450	336	Ca-Na-SO ₄ -Cl
?	864	265	Ca-Mg-SO ₄
250	1 005	959	Ca-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
68	1 497	548	Ca-SO ₄ -HCO ₃
8	59	424	Ca-Mg-HCO ₃
54	216	416	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
9	509	522	Ca-SO ₄ -HCO ₃
954	576	702	Ca-Na-Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
24	154	357	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
8	420	400	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
9	555	366	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ , fluoridhaltig

Neben einer einwandfreien hygienisch-bakteriologischen Beschaffenheit müssen Heilwässer einen Mineralgehalt von mindestens 1 000 mg/l aufweisen oder die Mindestwerte bestimmter Spurenelemente überschreiten. Liegt zum Beispiel der Sulfidschwefel- oder der Fluoridgehalt jeweils über 1 mg/l, darf man die Heilquelle als schwefel- oder fluoridhaltig bezeichnen. Erreicht die Temperatur des Heilwassers mehr als 20 °C, handelt es sich um eine Thermalquelle. Bei einem Kohlenstoffdioxidgehalt von mindestens 1 000 mg/l spricht man von einem Säuerling. Solequellen besitzen einen Kochsalzgehalt von mindestens 14 g/l.

So kompliziert wie der geologische Bau, so zahlreich und verschieden sind die Heilquellen im Weser- und Osnabrücker Bergland. Die Anfänge der Nutzung der heilkräftigen Wässer verlieren sich im Dunkel der Geschichte. Urkundliche Belege gibt es seit dem Spätmittelalter. So konnte das Niedersächsische Staatsbad Pyrmont im Jahre 2002 auf ein halbes Jahrtausend balneologischer Geschichte zurückblicken. Heute gibt es im Weser- und Osnabrücker Bergland über 70 staatlich anerkannte und balneologisch genutzte Heilquellen. Daher wird der Raum auch als Heilgarten Nordrhein-Westfalens bezeichnet. Neben den Heilquellen gibt es auch mehrere Moore, die für medizinische Zwecke genutzt werden. Im Folgenden wird ein kurzer Abriss der Heilbäder, Heil- und Mineralquellen gegeben.

Heilbäder und ihre Wässer

Die Heilquellen von **Warburg-Germete** (s. Tab. 7) sind seit dem Jahre 1679 urkundlich bezeugt. Der Abt des ehemaligen Zisterzienserklosters Hardehausen bei Warburg-Scherfede berichtete über einen Säuerling, der bei Germete aus der Erde trete und für viele Leiden ein vorzügliches Heilmittel sei. Die Quellen liegen im Tal des Kälberbaches, eines südlichen Zuflusses der Diemel. Das Tal quert die Germeter

Tabelle 7
Die Heilquellen von Warburg-Germete und Willebadessen

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Heil- und Mineralquellen Germete GmbH	Antonius-Quelle	45	1904	sm	1986	3 255	430	17	98
Stadt Warburg	Franziskus-Quelle	9	1904	sm	1994	6 856	1 020	35	198
Stadt Willebadessen	Egge-Quelle	13	1977	ko/km	1985	1 962	18	2	52

* Erl. der Symbole s. Abb. 39

Achse, die südlichste einer Reihe von Hebungslinien, die im Zuge der Alpenauf-faltung entstanden sind. Es handelt sich um lang gestreckte Aufwölbungen, die in der Hessischen Senke zumeist Nord – Süd, in der Nähe der Eggegebirges überwiegend Nordwest – Südost verlaufen. Im Kern der Germeter Achse sind sattelförmig aufge-wölbt, an Verwerfungen horstartig heraus-gehobene Sandsteine des Mittleren Bunt-sandsteins aufgeschlossen. Die hoch mine-ralisierten Sauerlinge treten an der Talsohle des Baches aus, also an der hydraulisch günstigsten Stelle.

Etwa zwei Kilometer nordwestlich von **Willebadessen** entspringt die Egge-Quelle, früher als Bruchquelle oder auch als Dr.-Wahl-Quelle bezeichnet. Die ur-sprünglich ungefasste Quelle wurde 1977 bis auf eine Tiefe von 13 m aufgebohrt und verrohrt. Sie ist an eine Störungszone zwi-schen Tonsteinen des Oberen und Mittleren Keupers (Rote Wand, s. auch Taf. 1) gebun-den. Hydrochemisch handelt es sich um ein Kalzium-Sulfat-Wasser (s. Tab. 7), das 1987 als natürliches Mineralwasser amtlich aner-kannt wurde. Früher führte man den hohen Sulfatgehalt auf die Ablaugung von Gipsvorkommen im Mittleren Keuper zu-rück. Schwefelisotopenuntersuchungen deuten jedoch darauf hin, dass es sich um Grundwasser aus dem Zechstein handelt, das an einer tief reichenden Störung auf-steigt.

Auf der westlichen Schulter des Talkessels von **Bad Driburg** liegt die Ruine der Iburg. In ihrem Schatten sprudelten die Mineral-

quellen (Abb. 40) schon, als Karl der Große im Jahre 772 jene Burg belagerte und dort der Legende nach eines der Hauptheiligtümer der Sachsen, die Irminsul, zerstörte. Die erste sichere Kunde von der medizini-schen Nutzung der Quellen stammt aus dem 17. Jahrhundert, als Fürstbischof Ferdinand von Fürstenberg (1661 – 1683) die Hauptquelle fassen ließ (1665). Das erste Badehaus wurde 1777 errichtet. Die Quellen zwischen dem Stadtkern und dem Rosenberg gingen 1781 in den Besitz des Grafen Caspar Heinrich von Oeynhausensierstorpf über, ein Jahr später auch die Nutzungsrechte. Damit begann der wirt-schaftliche Aufschwung des heutigen Kur-bades. Ebenfalls in gräflichem Besitz befin-det sich die Grafen-Quelle in Bad Driburg-Herste. Die Heilquellen in der Nähe des Bahnhofs stehen im Eigentum der Egge-land-Klinik, Versorgungskuranstalt des Landes Nordrhein-Westfalen.

Als jüngste Heilquelle wurde 1987 die Thermal-Quelle der Stadt Bad Driburg erbohrt. Der konkrete Plan, im Bad Dri-burger Talkessel mineralisiertes Tiefen-grundwasser zu erschließen, geht auf ein unveröffentlichtes Gutachten für den Grafen von Oeynhausensierstorpf aus dem Jahre 1979 zurück. Das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen – der heutige Geolo-gische Dienst Nordrhein-Westfalen – äü-ßerte sich damals positiv zu der Möglich-keit, im tieferen Untergrund von Bad Dri-burg Thermalwasser zu erschließen. Die Prognose vermutete Thermalwasser mit er-höhten CO₂- und/oder NaCl-Gehalten im Buntsandstein oder dem Zechstein, und

Tabelle 7
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
465	954	576	702	Ca-Na-Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
860	1 920	1 340	1 400	Na-Ca-Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
463	18	1 176	223	Ca-SO ₄

zwar im Plattendolomit und Hauptdolomit oder im Zechstein-Kalk zwischen 800 und 1100 m Tiefe bei einer Temperatur von 26 bis 36 °C. Die Bohrung erbrachte Thermalwasser mit erhöhten Gehalten an CO₂ (3300 mg/l) und NaCl (5,5 g/l) im Zechstein-Kalk in 898 m Tiefe. Die Temperatur betrug 28,7 °C. Die Stadt Bad Driburg errichtete auf der Grundlage des als Heilquelle anerkannten Brunnens ein Thermal-

bad, die Driburg-Therme, und eröffnete sie am 27. März 1994.

Die meisten der staatlich anerkannten Heilquellen Bad Driburgs werden im Kurbetrieb für Bade- und Trinkkuren genutzt. Das Wasser der Caspar-Heinrich-Quelle (Tab. 6) dient zu Trinkkuren und als Versandheilwasser. Das Mooragebiet an der Satzer Mühle, etwa 2 km südöstlich des Stadtzentrums, wird auch heute noch für Bäder und Packungen verwendet.

Die Schultern des Bad Driburger Talkessels werden aus harten Kalksteinen des Muschelkalks gebildet. Der Talboden besteht aus den weniger widerstandsfähigen Ton- und Schluffsteinen des Oberen Buntsandsteins. Gelegentlich sind in diese gering durchlässige Abfolge härtere Sand- und Mergelsteinbänke eingeschaltet, die Grundwasser führen können. Die Schichten bilden im Verlauf der Driburger Achse eine flache, Nord – Süd streichende Aufwölbung,

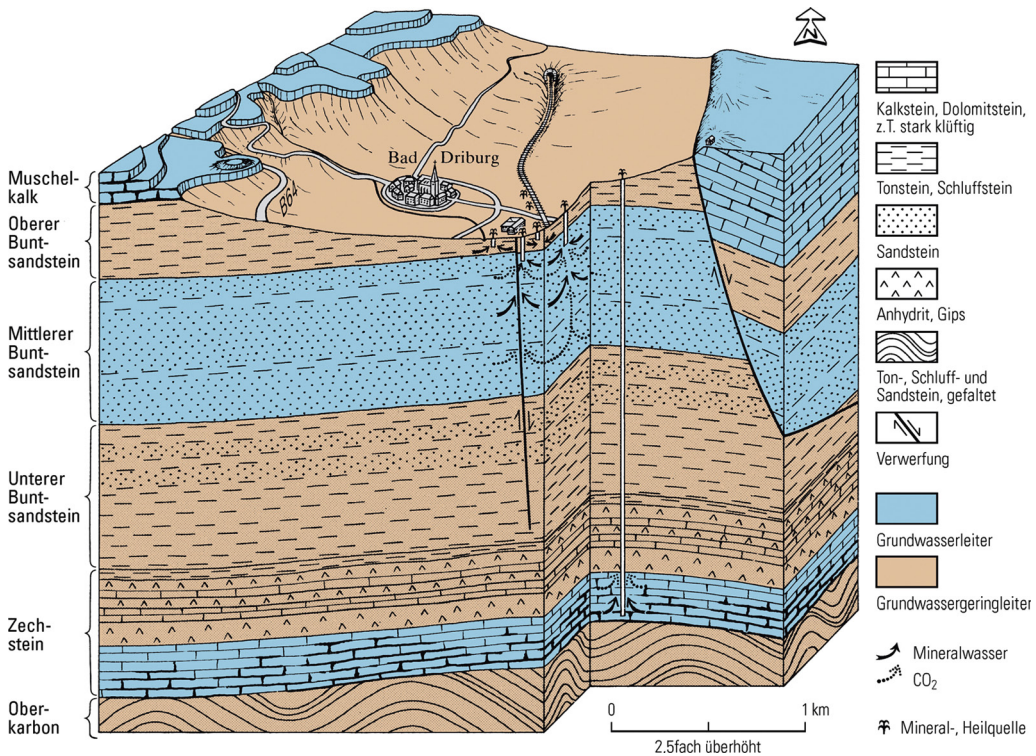


Abb. 40 Hydrogeologische Situation von Bad Driburg

Tabelle 8
Die Heilquellen von Bad Driburg

Eigentümer	Name**	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na K Mg (mg/l)		
							Na	K	Mg
Graf von Oeynhausen-Sierstorpf	Wiesen-Quelle 1 (Marcus-Quelle)	10	19. Jahrhundert	sm	1991	3 470	111	7	131
	Wiesen-Quelle 2 (Ramona-Quelle)	70	1953	sm	1991	2 580	90	7	129
	Wiesen-Quelle 3 (Hedwig-Quelle)	69	1961	sm	1991	2 660	105	6	118
	Haupt-Quelle 1 (Rabe-Quelle)	9	1743	sm	1991	3 020	121	8	129
	Haupt-Quelle 2 (Rabe-Quelle)	70	1956	sm	1991	3 230	125	8	124
	Grafen-Quelle	6	1821	sm	2000	3 824	134	5	179
Eggeland-Klinik	Alte Stahl-Quelle	8	vor 1875	so/sm	1999	3 676	154	6	105
	Wiesen-Quelle	9	1860	so/sm	1999	3 228	60	4	122
	Beda-Quelle (neu)	51	1980	sm	1999	4 557	360	12	106
Stadt Bad Driburg	Thermal-Quelle	898	1988	Zechstein	1988	10 968	2 270	40	135

** Caspar-Heinrich-Quelle s. Tab. 6, Mineralwässer

deren Scheitel im Taltiefsten liegt. Hauptgrundwasserleiter sind die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins. An Verwerfungen steigt das mit Kohlensäure angereicherte Mineralwasser an die Oberfläche. Die hydrogeologische Situation ist in Abbildung 40 dargestellt. Örtlich hat sich unter dem Oberen Buntsandstein CO₂-Gas angesammelt. Eine solche Lagerstätte wurde 1972 durch eine Bohrung am westlichen Rande des gräflichen Kurparks erschlossen.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Bad Driburger Quellen überwiegend um erdalkalisch-sulfatisch dominierte Wässer (s. Tab. 8), deren Mineralgehalt aus den gipshaltigen Sandsteinen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins stammt. Das Sulfat der fast 900 m tiefen Thermal-Quelle ist auf Lösungsvorgänge in den Gips- und Anhydritablagerungen des Zechsteins zurückzuführen. Noch höher als der Sulfatgehalt ist der an Natriumchlorid, der von abgelaugtem Zechstein-Steinsalz stammt. Im Raum Bad Driburg ist der Zechstein in karbonatisch-sulfatischer Randfazies ausgebildet. Das Natriumchlorid muss von Osten aus dem zentralen Teil der Hessischen

Senke zugewandert sein, wo intakte Steinsalzlager des Zechsteins vorhanden sind. Die oberflächennah gefasste Caspar-Heinrich-Quelle schüttet ein Kalzium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wasser, welches als Heilwasser abgefüllt wird (s. Tab. 6).

Östlich der Driburger Achse, von ihr durch den Alhausener Graben getrennt, folgt die Bellenberg-Herste-Achse, ein weiterer im Wesentlichen Nordwest – Südost streichender Sattel. An diesen im Raum Bad Driburg flachen Sattel sind die Säuerlinge und Kohlensäurevorkommen von Bad Driburg-Herste, -Pömbesen, -Bad Hermannsborn und Brakel-Schmechten gebunden. Die Driburger und die Bellenberg-Herste-Achse sind ihrerseits durch flache Aufwölbungen gegliedert. Deren bedeutendste ist die Brakeler Muschelkalk-Schwelle mit ihren Quellen und Kohlensäureaustritten.

Im Tal von **Bad Driburg-Herste** stehen mehrere Tiefbohrungen, die aus den Karbonaten des Zechsteins Kohlensäure fördern. Die Grafen-Quelle steht im Eigentum des Grafen von Oeynhausen-Sierstorpf (vgl. Tab. 8). Sie ist in einem unscheinbaren

Tabelle 8
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
772	119	1 423	1 318	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling, eisenhaltig
553	46	945	1 312	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling, eisenhaltig
541	35	1 108	1 086	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
608	29	1 358	1 068	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
674	28	1 523	1 068	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
682	149	1 640	1 031	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
695	79	1 509	1 111	Ca-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
680	129	1 561	659	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
740	46	1 580	1 696	Ca-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
1 160	3 250	2 420	1 648	Na-Ca-Cl-SO ₄ -Thermal-säuerling, fluoridhaltig

Brunnenhaus gefasst und hat ein frei zugängliches Ablaufbecken, dessen Braunfärbung auf den Eisengehalt des Quellwassers zurückzuführen ist.

Südöstlich von **Bad Driburg-Pömbsen** wird aus mehreren Tiefbohrungen Kohlensäure gefördert. Speichergestein ist wie in Bad Driburg-Herste der Haupt- und Plattendolomit des Zechsteins. Das mit dem Gas anfallende chloridhaltige Kondensat wird

vor Ort in den Kalksteinen des Unteren Muschelkalks versenkt. Es tritt jedoch in einigen Schichtquellen an der Grenze Unterer Muschelkalk/Oberer Buntsandstein wieder zutage und wird vom Emdor Bach abgeführt.

Bei **Bad Driburg-Bad Hermannsborn** streicht die Bellenberg-Herste-Achse in Richtung Nordwest – Südost. Die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins sind dort durch Pressung horstartig herausgehoben, zum Teil sogar auf Ton- und Schluffsteine des Oberen Buntsandsteins aufgeschoben (s. Abb. 41). In diesem tektonisch stark beanspruchten Gebiet treten die Heilquellen von Bad Hermannsborn zutage. Bereits zu Zeiten der Karolinger wurde dort ein „Rotheborn“ als Heilwasser genutzt. Auch aus dem 16. Jahrhundert liegen Berichte über eine Nutzung der Quellen vor. Von den zahlreichen Mineral- und Süßwasserquellen sind die Alkali-Quelle, der Sauerbrunnen und die Stahlquelle als Heilquellen staatlich anerkannt (s. Tab. 9).

Der Metbrunnen bei **Brakel-Schmechten** wurde bereits 973 als „wunderbare Wasserquelle“ vom islamischen Gesandten am Hofe Kaiser Ottos I., Ibrahim Ibn Achmed el Tartuschin, gepriesen. 1926, anlässlich der 1100-Jahr-Feier Schmechtens, wurde der „Metbrunnen“ in seiner heutigen Form gestaltet. Der im Tal des Hellebachs gelegene Schachtbrunnen ist mit einer Handpumpe

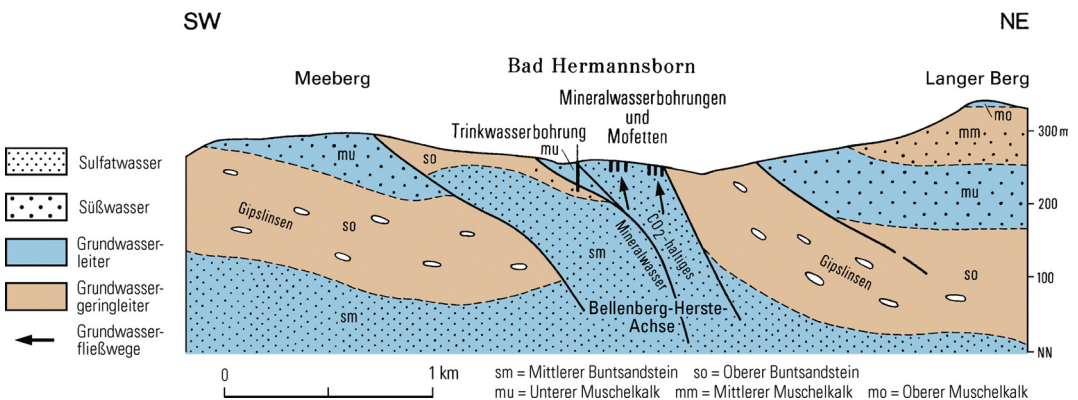


Abb. 41 Hydrogeologische Situation von Bad Driburg-Bad Hermannsborn (nach MICHEL & ADAMS & SCHOLLMAYER 1998)

Tabelle 9
Die Heilquellen von Bad Driburg-Bad Hermannsborn

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Barmer Ersatzkasse	Alkali-Quelle	3	vor 1924	sm	1993	1 921	17	2	54
	Sauerbrunnen	4	vor 1924	sm	1993	648	33	6	11
	Stahlquelle	5	vor 1924	sm	1993	1 421	21	2	44

Tabelle 10
Die Heilquellen von Brakel, Höxter und Nieheim

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Stadt Brakel	Kaiserbrunnen	11	1953	so	2001	636	7	1	31
	Metbrunnen	2	1968	sm	2002	3 245	96	6	168
Mineralbrunnen und Bäder GmbH	Silberquelle	25	2000	so	2002	830	9	1	64
Stadt Nieheim	Nikolaus-Brunnen	453	1976	sm	1999	5 030	161	12	199

* Erl. der Symbole s. Abb. 39

ausgestattet, die jedoch nur im Sommer in Betrieb ist. Die Brunnenfassung steht in den Ton- und Schluffsteinen des Oberen Buntsandsteins. Das Wasser stammt jedoch aus den Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins. Darauf deutet die Höhe der Mineralisierung von mehr als 3 000 mg/l hin (s. Tab. 10).

Die Heilquellen von Brakel-Kernstadt, Höxter-Bruchhausen und Nieheim liegen östlich der Bellenberg-Herste-Achse und sind an flache, tektonisch gestörte Schichtenaufwölbungen gebunden. In einem Seitenarm des Bruchttales, etwa 2 km nördlich des Zentrums von Brakel, liegt der Kaiserbrunnen. Er soll im 18. Jahrhundert bei Prospektionsbohrungen auf Eisenerz entdeckt worden sein. 1802 machte ein nach Brakel emigrierter Franzose den Magistrat der Stadt auf die Besonderheit des Wassers aufmerksam. Am 4. Mai 1802 beschlossen die Stadtväter, den Brunnen aufzugraben und zu fassen. Die langwierigen Arbeiten dauerten bis ca. 1822. Die Brun-

nensohle lag bei etwa 12,5 m (40 Fuß), nach späteren Messungen bei 10,75 m unter Gelände. 1825 wurde die erste Pumpe installiert. Die schnelle Verschlamung des Brunnens erforderte bald die Aufstellung einer zweiten Pumpe (1828), deren Saugrohr bis zur Brunnensohle reichte. Um 1830 kam das Brunnenwasser in einem bescheidenen Umfang in den Versand. Nach 1839 verahrloste der Brunnen und musste 1875 wieder aufgebaut und entschlammt werden. Die Stadt verpachtete den Brunnen 1876 an die neu gegründete Brakeler Mineralbrunnen AG, die ein neues Trinkhaus und eine kleine Abfüllstation errichtete. Die Aktiengesellschaft löste sich schon 1885 wieder auf. Der Brunnen wurde anderweitig verpachtet, konnte aber von der Brakeler Bevölkerung weiterhin genutzt werden. Erst mit der Gründung des Brakeler Verschönerungsvereins von 1894, dem Vorläufer des heutigen Heimat- und Museumsvereins, trat eine gewisse Kontinuität in der Pflege der Heilquelle und der sie umgebenden Anlagen ein. Auf Initiative

Tabelle 9
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
367	14	596	763	Ca-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
109	52	31	348	Säuerling
259	37	381	592	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling

Tabelle 10
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
92	5	45	433	Säuerling
553	87	1 266	1 061	Ca-Mg-Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
110	13	14	610	Ca-Mg-HCO ₃ -Säuerling
857	119	993	2 684	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling

des Vereins entstanden 1904 ein Gastronomiebetrieb und 1905 unmittelbar angrenzend eine Brunnenhalle, die bereits drei Jahre später erweitert werden musste. Das Gelände wurde parkähnlich gestaltet und erhielt 1913 den Namen „Kaiser-Wilhelm-Hain“. Die Brunnenhalle wurde 1949 in einen ständigen Restaurationsbetrieb umgewandelt, der auch heute noch besteht.

Anfang der 50er-Jahre des 20. Jahrhunderts kam es zunehmend zu bakteriellen Belastungen des Brunnenwassers. Eine 1951 eingeleitete Untersuchung des Brunnens ergab, dass der Schacht von der Sohle bis zu einer Tiefe von 3,90 m verschlammte war. Anlässlich der erforderlichen Reinigung stellte man fest, dass in ca. 3 m Tiefe verunreinigtes oberflächennahes Grundwasser durch den gemauerten Brunnenschacht eindrang. 1953 dichtete man die Brunnenkammer durch 4 m lange Stahlpundwände ab. Der schadhafte obere Teil des alten Brunnenschachtes wurde abgerissen. Seitdem gab es keine bakteriellen

Probleme mehr. 1955 wurden auch Brunnenhaus und Wandelhalle neu erbaut. Aus dem selben Jahr stammt die heute noch gültige Bezeichnung der Quelle: Brakeler Kaiserbrunnen.

Das Heilwasser wird nicht nur von Kurgästen genutzt, sondern während der Saison gegen ein geringes Entgelt auch an die Bevölkerung abgegeben. Die Quelfassung steht in den Ton- und Schluffsteinen des Oberen Buntsandsteins. Dass diese zu Recht als Grundwassergeringleiter gelten, zeigte im Jahre 1904 eine erfolglose Bohrung zur Erschließung von Trinkwasser für die Gastwirtschaft, die bei einer Tiefe von 12 m abgebrochen wurde. 1977 brachte man auf der Suche nach Mineralwasser in unmittelbarer Nähe des Kaiserbrunnens eine Tiefbohrung bis auf 148 m nieder. Auch diese blieb trocken. Offensichtlich sind sowohl das Wasser als auch das Kohlenstoffdioxid an eine schmale Störungszone gebunden, deren Streichen dem Verlauf des Tächens entspricht.

Hydrochemisch handelt es sich beim Kaiserbrunnen um einen einfachen Säuerling (s. Tab. 10). Die staatliche Anerkennung als Heilquelle erfolgte also allein wegen des Kohlensäuregehaltes von mehr als 1 000 mg/l. Die Summe der gelösten festen Bestandteile ist mit durchschnittlich 650 mg/l relativ gering und deutet darauf hin, dass das Wasser einem flachen, oberflächennahen Zirkulationssystem entstammt. Die Kohlensäure dagegen steigt aus größerer Tiefe auf. Erwähnenswert ist der hohe Eisengehalt von durchschnittlich 16 mg/l, der dem Wasser den charakteristischen metallischen Geschmack verleiht.

Am Südufer der Nethe entspringt in **Höxter-Bruchhausen** die Silberquelle. Sie ist seit 1811 bekannt. Um 1835 erhielt sie eine Fassung in Form eines 3,5 m tiefen gemauerten Schachtes. Darüber errichtete man ein sechseckiges Brunnenhaus. 1951 wurde dieser Bau als offener Pavillon neu gestaltet. Wegen hygienischer Probleme entschlossen sich die Eigentümer 1953 auf Anraten des damaligen Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen zu einer

25 m tiefen Neubohrung in unmittelbarer Nähe des alten Schachtbrunnens. Seit 1956 gehört die Quelle der Mineralbrunnen und Bäder GmbH, einer 100%igen Tochter der Stadt Höxter. Das Wasser wurde von 1957 bis 1999 als natürliches Mineralwasser abgefüllt. 1968 erfolgte die staatliche Anerkennung als Heilquelle. Im Jahre 2000 wurde der Brunnen saniert. Das Wasser der Silberquelle wird an die Bruchhausener Bürger wegen eines alten Schöpfrechtes kostenlos abgegeben, an auswärtige Gäste gegen ein geringes Entgelt. Im örtlichen Kurmittelhaus wird es in Trink- und Badekuren angewendet.

Die Quelle entspringt auf der Kreuzung zweier Störungen in den Tonsteinen des Oberen Buntsandsteins. Hydrochemisch handelt es sich wie beim Brakeler Kaiserbrunnen um einen einfachen Sauerling (s. Tab. 10).

Die Nikolaus-Quelle in **Nieheim** ist eine stark schüttende Karstquelle, die aus den Kalksteinen des Unteren Muschelkalks entspringt. Der Plan der Stadt Nieheim, die Quelle zur Förderung des Tourismus als Mineral- oder Heilquelle anerkennen zu lassen, ließ sich wegen der zu geringen Mineralisierung des Quellwassers nicht verwirklichen. Man folgte daher einem Vorschlag des damaligen Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen und brachte von November 1970 bis März 1971 eine 418 m

tiefe Bohrung bis in die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins nieder. Das Ergebnis war ein artesisch austretender, hoch mineralisierter, eisenhaltiger Kalzium-Natrium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Sauerling, der Nikolaus-Brunnen genannt wurde. Als die Konzentration des Wassers in der Folgezeit stetig zurückging, bohrte man 1976 in unmittelbarer Nähe einen neuen, 453 m tiefen Brunnen. Auch diese Bohrung wurde fündig und erschloss einen artesisch austretenden, eisenhaltigen Kalzium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Sauerling (s. Tab. 10). 1988 unternahm das Kohlensäurewerk Buse einen erfolglosen Versuch, die im Wasser enthaltene Kohlensäure zu separieren und als trockenes CO₂-Gas zu fördern. Seit 1999 steht das Wasser des Nikolaus-Brunnens im Haus des Gastes zur allgemeinen Verfügung. Die staatliche Anerkennung als Heilwasser ist geplant.

Die ältesten urkundlichen Hinweise auf die Heilquellen **Horn-Bad Meinbergs** stammen aus dem Jahre 1676. Es dauerte jedoch noch fast ein Jahrhundert, bis Meinberg zum „Curort“ ernannt wurde (1767). Um 1770 wurde der barocke Kurpark angelegt. Am Rande der Anlage entstanden die auch heute noch bestehenden Kurhäuser „Zum Stern“ (1769) und „Zur Rose“ (1774).

Seine Existenz verdankt das heutige Staatsbad dem Meinberger Dom, einer

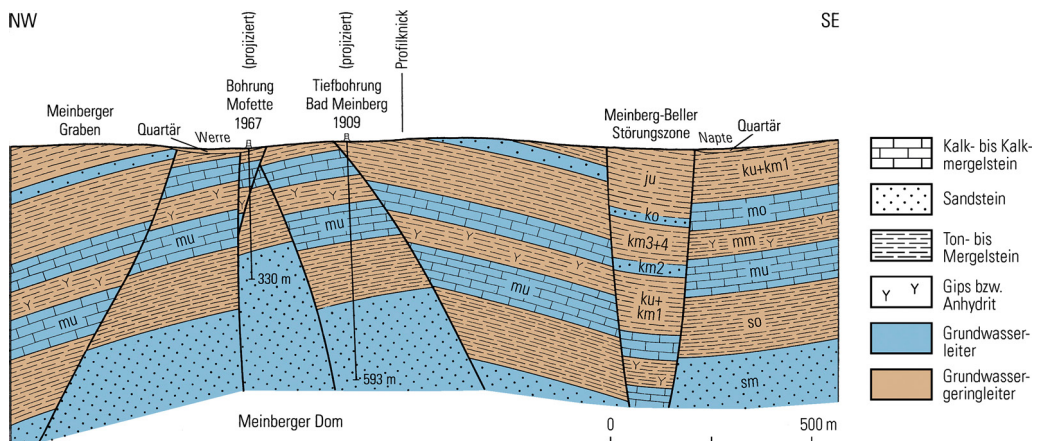


Abb. 42 Geologischer Schnitt durch den Meinberger Dom (nach MICHEL & ADAMS & SCHOLLMAYER 1998)

kuppelförmigen Aufwölbung triaszeitlicher Schichten, in deren Zentrum die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins bis nahe an die Oberfläche herausgehoben wurden (s. Abb. 42). Diese bilden unter einer Abdichtung aus Ton- bis Mergelsteinen des Oberen Buntsandsteins den Speicher für Mineralwasser und Kohlensäure. Der CO₂-Reichtum der Quellen wurde zwar schon im Jahre 1688 durch den Arzt Andreas von Keil, genannt Cunaeus, beschrieben, eine therapeutische Nutzung des Gases erfolgte jedoch erst nach einer Bohrung auf trockener Lagerstätte zu Beginn des 19. Jahrhunderts. Über einer dieser Mofetten (C1) wurde 1842 der Brunnentempel errichtet, heute das Wahrzeichen Bad Meinbergs (Abb. 43).



Abb. 43 Brunnentempel über der Mofette C1 im Kurpark von Bad Meinberg

Die Heilquellen außerhalb des Kurparks werden aus Gesteinen des Mittleren und Unteren Keupers gespeist. Heute besitzt Bad Meinberg fünf Heilquellengebiete, und zwar den Moorstick Stinkebrink mit den Heilquellen A1 und A2 bis A4 (Neubrunnen), das Beinkerbruch mit den als „Staatlich Bad Meinberger“ abgefüllten Mineral- und Heilquellen B6 und B7, den Kurpark mit den Mofetten C1, C2 und C4 sowie das Silvaticum mit dem Brunnen D1 (s. Tab. 11). Außerhalb der Stadt, schon auf

dem Gebiet der Nachbargemeinde Schieder-Schwalenberg, liegt die Nessenberg-Quelle (E1). Neben den Mineral- und Heilquellen verfügt Bad Meinberg über ein eigenes Schwefelmoorvorkommen. Es wurde im Jahre 1820 entdeckt und bereits im gleichen Jahr therapeutisch angewendet. Das Sulfat des aufsteigenden Heilwassers wird durch die organische Substanz des Moores zu Sulfidschwefel und dem nach faulen Eiern riechenden Schwefelwasserstoff reduziert, daher der Name „Stinkebrink“ des Moorsticks.

Beherrschendes tektonisches und hydrogeologisches Element des Lipper und Pyrmonter Berglandes ist die Piesberg-Pyrmonter Achse. Das namengebende **Bad Pyrmont** liegt im Kern dieser lang gestreckten Aufwölbung. Die Zechstein-Ablagerungen im tieferen Untergrund führen Steinsalz. An Verwerfungen im Randbereich des Bad Pyrmonter Talkessels dringt Wasser in die Tiefe und löst das Steinsalz auf. Das überlagernde Gebirge bricht in die sich bildenden Hohlräume ein und es entstehen Erdfälle. Auf deren Randbrüchen und anderen Spalten gelangen Sole und Kohlensäure in höhere Grundwasserstockwerke. Die den Zechstein und den Unteren Buntsandstein überlagernden Gesteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteins führen Sulfatwasser (s. Tab. 12). So kann Bad Pyrmont eine breite Palette natürlicher Heilmittel des Bodens anbieten (s. Tab. 17).

1863 entdeckte man bei der Neufassung des Brodelbrunnens, der ältesten Bad Pyrmonter Heilquelle, unter 3 m mächtigen Lehm- und Torfablagerungen mehrere Fibeln, Münzen und andere Metallgegenstände (s. S. 108). Diese Funde zeigen, dass die Quelle schon in den ersten drei nachchristlichen Jahrhunderten als Heilquelle verehrt wurde. Die erste schriftliche Erwähnung der Heilquellen stammt aus dem 14. Jahrhundert, als der Dominikanermönch Heinrich von Herford die Quellen „fons bullicus“ (Brodelbrunnen) und „fons sacer“ (Hylliger Born) in seiner Weltgeschichte beschrieb. Gräfin Margarethe zu Rietberg, die Tochter des Grafen zu Lippe,

Tabelle 11
Die Heilquellen von Horn-Bad Meinberg (Auswahl)

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Staatsbad Meinberg (Landschaftsverband Westfalen-Lippe)	A1	5	1929	km	2001	1 725	22	3	64
	A2 – A4 (Neubrunnen)	10 – 15	1929–1953	km	2001	1 717	20	3	63
	B5 (Ernst-zur-Lippe-Quelle)	59,6	1974	km	2001	1 652	12	3	64
	B6 } (Staatl. Bad Meinberger)	123,9	1977	km	2001	1 313	28	3	80
	B7 }	140,2	1993	km	2001	1 486	28	3	72
	C2	60	1951		2001	99,75 % CO ₂ , Rest i. W. Stickstoff und Methan			
	D1	60	1974	km/ku	2001	1 697	15	3	57
	E1 (Nessenberg-Quelle)	22,8		mo	2001	4 477	1 560	16	133

Tabelle 12
Die Heilquellen von Bad Pyrmont

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Niedersächsisches Staatsbad Pyrmont	Friedrichs-Quelle	7,6	1914	sm	1993	2 202	84	3	78
	Helenen-Quelle	14,7	1930	so+sm	1993	3 226	92	5	113
	Hylliger Born	4,4	1. Jhd.	sm	1993	821	29	2	33
	Hufeland-Quelle II	37,3	1938	sm	1993	12 582	3 770	36	123
	Luisen-Quelle	31,5	1951	so	1993	4 357	34	5	158
	Salinen-Quelle I	227	1859	so+sm	1993	49 626	16 900	151	298
	Salinen-Quelle II	450	1970	sm+su	1993	48 715	15 500	135	303
	Trampel'sche Quelle	0	?	sm	1993	955	27	2	37
	Wolfgang-Quelle II	28	1956	so+sm	1993	5 245	1 430	14	52
	Gewölbe-Quelle	0	1717	sm	1993	990	17	?	28
	Turm-Quelle	0	1973	sm	1993	?	20	?	31
Bad Pyrmont Mineral- und Heilquellen GmbH & Co.	Mühlenberg-Quelle	77	1978	sm	2002	1 844	328	7	44
	Kilians-Quelle (ehem. Katharinen-Quelle)	40/66	1975	so/sm	2002	1 395	229	5	39
Stadt Bad Pyrmont und Bad Pyrmont Mineral- und Heilquellen GmbH & Co.	Eichenkeller-Quelle	0	1968	sm	1993	522	10	?	25

* Erl. der Symbole s. Abb. 39

Tabelle 11
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
582	10	1 470	240	Ca-SO ₄
581	9	1 444	263	Ca-SO ₄
554	13	1 292	330	Ca-SO ₄
372	15	1 021	277	Ca-Mg-SO ₄
459	11	1 198	274	Ca-SO ₄
99,75 % CO ₂ , Rest i. W. Stickstoff und Methan				Mofette
576	14	1 437	246	Ca-SO ₄
604	2 490	1 010	976	Na-Ca-Cl-Säuerling

Tabelle 12
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
376	130	733	644	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
546	122	1 112	970	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃ -Säuerling
139	48	155	426	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
590	5 225	2 173	924	Na-Cl-SO ₄
780	54	1 270	1 715	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
1 640	25 500	3 920	1 373	Sole, CO ₂ - und eisenhaltig
1 470	24 800	4 002	891	Sole, CO ₂ - und eisenhaltig
146	40	185	403	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Säuerling
198	1 760	715	875	Na-Cl-Säuerling
89	30	54	?	Säuerling
109	28	91	?	Säuerling
190	337	606	331	Na-Ca-SO ₄ -Cl-HCO ₃
126	162	377	456	Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃ -Cl
71	26	23	264	Ca-Mg-HCO ₃

war 1502 der erste namentlich bekannte Kurgast des Bades. Aus diesem Grunde konnte Bad Pyrmont im Jahr 2002 in einem Jubiläum auf 500 Jahre Erfahrung in Gesundheit und Wellness zurückblicken. Mittelpunkt der Kuranlagen ist die Trinkhalle, wo der „Hyllige Born“ und andere Heilquellen ausgedient werden.

Ein Erlebnis besonderer Art ist die Besichtigung der Dunsthöhle (s. Abschnitt Kohlensäure u. Abb. 44). Dabei handelt es sich um einen Austritt von CO₂-Gas am Grunde eines ehemaligen Steinbruchs. Diese natürliche Mofette ist einzigartig im nördlichen Mitteleuropa.

Bad Salzuflen liegt an der Salze, nahe ihrer Mündung in die Bega. Der Name des Flüsschens deutet auf natürliche Zutritte salzhaltigen Grundwassers hin, das zumindest örtlich schmeckbar gewesen sein muss. Mehrere Faktoren begünstigen dort den Mineralwasseraufstieg. Die Südflanke der sattelförmig aufgewölbten Piesberg-Pyrmont-Achse wird dort von einer Verwerfung gequert, der so genannten Salzetalt-Störung, die wiederum mit parallel zur Sattelachse streichenden Störungen vergittert ist. Entlang der Salzetalt-Störung hat sich die Salze tief in die anstehenden Keuper-Gesteine eingeschnitten. Nordöstlich des Stadtkerns sind entlang der Störung mehrere Subrosionssenken eingebrochen. Ihre Randbrüche dienen dem Mineralwasser ebenfalls als Aufstiegswege. Aus Isotopenuntersuchungen am Sulfatschwefel des Wassers wissen wir, dass das Salz aus den Ablagerungen des Zechsteins, also aus einer Tiefe von mehr als 1 000 m, stammt.

Die Geschichte Bad Salzuflens und seiner Heilquellen ist eng mit der Entwicklung des Salzhandels und des Salinenwesens verknüpft. In einer Schenkungsurkunde aus dem Jahr 1048 übereignete der Paderborner Bischof Rotho dem Kloster Abdinghof einen „locus salis in Uflon“. Hauptabsatzgebiete des Salzes waren die Abtei Herford, die Grafschaften Lippe und Ravensberg sowie die Bistümer Osnabrück, Münster und Paderborn. Das Gebiet östlich



Abb. 44 Dunsthöhle in Bad Pyrmont

der Weser wurde durch die Saline in Lüneburg mit Salz versorgt. Nach mehrfachem Besitzerwechsel gelangten die Salzuflener Salzwerke im Jahre 1766 mit sämtlichen Rechten an den Landesherren Graf Simon August zu Lippe-Detmold. Auf seine Veranlassung hin baute der berühmte Salinenfachmann Anton von Beust in den Jahren 1767 bis 1770 das erste Gradierwerk. Im Jahre 1817 schlug der Salzuflener Medizinalrat Dr. Heinrich Hasse der fürstlichen Rentkammer in Detmold vor, „bey hiesiger Saline“ eine Badeanstalt einzurich-

ten. Dem Gesuch wurde stattgegeben. Mit der Eröffnung der ersten Badesaison im Jahre 1818 begann die Entwicklung Salzuflens zum Kurort. Die medizinische Anwendung der Sole stellte die Salzgewinnung wirtschaftlich bald in den Schatten. Im Jahre 1914 erhielt Salzuflen den Status eines Bades. Heute verfügt das Heilbad über acht staatlich anerkannte Heilquellen (vgl. Tab. 13), deren tiefste, der Gustav-Horstmann-Thermalsprudel, bis 1 011 m im Mittleren bis Unteren Buntsandstein verfil-tert ist (Gesamttiefe der Bohrung: 1 023 m).

Tabelle 13
Die Heilquellen von Bad Salzuflen

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Staatsbad Salzuflen	Gustav-Horstmann-Thermalsprudel	1 023	1927	sm+su	2000	123 399	43 790	516	871
	Insel-Brunnen	53	1936	km	2000	2 749	313	5	68
	Loose-Brunnen	53	1891	ku	2000	5 424	1 129	12	87
	Neubrunnen	54	1914	km	2000	30 549	8 990	62	495
	Paulinenquelle	63	1802	ko	1995	78 578	27 200	172	564
	Sophien-Brunnen	13	1951	km	2000	23 390	6 660	42	307
	Sophienquelle	50	1839	km	2000	33 739	18 480	136	480
	Thermalsprudel III	413	1959	ku+mo	2000	67 705	22 910	192	498

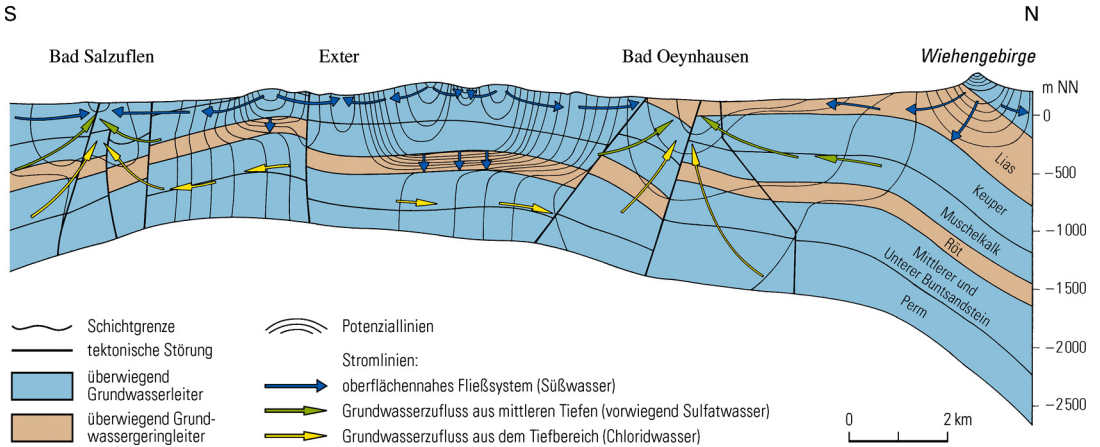


Abb. 45 Unterirdische Fließsysteme zwischen Bad Salzflufen und dem Wiehengebirge (nach LEICHTLE 1980)

Die Fließsysteme der Heilquellen von Bad Salzflufen und Bad Oeynhausens sind in Abbildung 45 dargestellt.

Auf der Nordflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse entspringen die Heilquellen von Vlotho-Bad Seebruch und Vlotho-Bad Senkelteich. In **Bad Seebruch** ist die Anwendung des schwefelhaltigen Wassers seit 1753 bezeugt. Eine Ziegenhirtin soll dort von ihrer Gicht geheilt worden sein. Das Moor wird seit 1827 therapeutisch genutzt. Im Jahre 1851 begann man mit dem Abfüllen des Heilwassers. Die Produktion war mit ca. 450 Flaschen pro Jahr relativ gering

und wurde 1867 wieder eingestellt. Seit 1913 ist das Bad im Besitz der Familie Nebel.

Heilquelle und Moor von Bad Seebruch verdanken ihre Existenz einem Erdfall von etwa 50 m Durchmesser. Nach Pollenanalysen begann die Torfbildung dort vor etwa 8 000 Jahren. Der Boden des Erdfalls senkte sich stetig, sodass mit der Zeit eine Torflagerstätte von ca. 25 m Mächtigkeit entstand. Am Rande der Senke lag ein kleines Brunnenhaus, darunter der 29 m tiefe Schwefel-Brunnen. Am 15. Juni 1970 geschah etwas Unerwartetes: Torf und Brunnen versanken plötzlich. Es entstand ein etwa 25 m tiefer Krater. In der Nacht zum 16. Juni begann aus der Sohle mineralisiertes Grundwasser auszutreten. Der Wasserspiegel stieg stündlich um 22 cm. Bereits 24 Stunden nach dem Einsturz liefen über 400 m³/h Grundwasser über: In Bad Seebruch war eine Erdfall-Quelle entstanden. Entgegen ursprünglichen Vermutungen waren es nicht die Gipslager des Keupers, deren Ablaugung für die Subrosion verantwortlich war, sondern Steinsalz und Gips des Zechsteins. Dies belegen isotopehydrologische Untersuchungen des Sulfat-Schwefels. Heute stehen den Kurgästen in Bad Seebruch drei Heilquellen zur Verfügung (Tab. 14). Das zur Anwendung kommende Moor stammt jedoch nicht mehr aus dem eigenen Vorkommen.

Tabelle 13
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
1 830	68 400	5 535	2 300	Thermalsole, CO ₂ -, fluorid- und eisenhaltig
452	620	966	309	Ca-Na-SO ₄ -Cl
539	1 610	1 125	897	Na-Ca-Cl-SO ₄
1 620	17 300	1 257	738	Sole, CO ₂ -haltig
1 890	42 500	4 522	1 708	Sole, CO ₂ - und eisenhaltig
1 660	12 400	1 548	716	Na-Ca-Cl
1 890	30 135	2 257	1 336	Sole, CO ₂ - und eisenhaltig
1 595	37 400	3 310	1 678	Thermalsole, CO ₂ -, fluorid- und eisenhaltig



Abb. 46 Erdfall von Bad Senkelteich

Etwa 1,5 km südöstlich von Bad Seebruch hat sich **Bad Senkelteich** zu einem modernen Kurzentrum entwickelt. Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse sind ähnlich. Der Erdfall (Senkelteich) (s. Abb. 46) hat einen Durchmesser von ca. 100 m. Die Moorbildung begann wie in Seebruch am Ende der letzten Kaltzeit, also vor etwa 10 000 Jahren. Die Mächtigkeit des Moores beträgt 40 m. Am Rande des Erdfalles tritt Schwefelwasser aus (Tab. 14). 1866 gründeten die Vlothoer Kaufleute Hartwig und Grube einen Badebetrieb, in dem sowohl Mineral- als auch Moorbäder verabreicht wurden. Seit 1874 sind die örtlichen Heilmittel und Kuranlagen Eigentum der Familie Großmann.

Bad Seebruch und Bad Senkelteich haben sich in einem Kurzweckverband zusammengeschlossen.

Am Unterlauf der Werre, nicht weit von deren Mündung in die Weser, liegt **Bad Oeynhausen**. Vorkommen von salzigem Wasser waren in der Werreniederung schon früh bekannt. So ist in einer Klageschrift des Bischofs Hermann in Minden aus dem Jahre 1551 von Grenzangelegenheiten an der „Sölte“ die Rede. Als Sälzer- und Kurort ist die Stadt jedoch noch relativ jung. Ihre Geschichte beginnt mit der Entdeckung einer artesisch ausfließenden Solequelle beim Bau eines Brunnens auf „Sültemeiers Wiese“ in der Bauerschaft Melbergen bei Rehme im Jahre 1746. König Friedrich der Große erkannte die Bedeutung des Fundes und ließ 1750 die „Königliche Saline Neusalzwerk“ erbauen. Auf der Suche nach ergiebigeren Solevorkommen waren bis 1834 bereits 25 Bohrlöcher und Brunnen entstanden, unter anderem der 1806 erbohrte, 79 m tiefe Bülow-Brunnen, die älteste heute noch genutzte Heilquelle in Bad Oeynhausen (s. Tab. 15).

Die Herstellung von Steinsalz durch Sieden der zum Teil gering konzentrierten Solen war energie- und zeitaufwändig und damit teuer. Das auf Salzimporte angewiesene Königreich Preußen bemühte sich daher, innerhalb des eigenen Hoheitsgebiets Steinsalzvorkommen zu erschließen und abzubauen. So wurde 1825 der preußische

Tabelle 14

Die Heilquellen von Vlotho-Bad Seebruch und Vlotho-Bad Senkelteich

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na	K	Mg
							(mg/l)		
Weserland-Klinik Bad Seebruch	Bitter-Quelle	12		km		> 2 200	25		74
	Schwefel-Brunnen	20		km		> 2 150	26		74
	Maria-Brunnen	175	1962	km	2002	2 198	25	3	79
Moor- und Schwefelbad Senkelteich August Großmann GmbH & Co. KG	Schwefel-Quelle	8	1967	ju/ko	2002	1 180	16	3	30

Oberbergrat Carl Ludwig Freiherr von Oeynhausener von seiner Dienststelle, der Preußischen Oberberghauptmannschaft in Berlin, beauftragt ein Gutachten über die Salzhöflichkeit der Provinz Westfalen zu erstellen. Nach mehrjähriger Vorerkundung begann am 14. April 1830 eines der größten technischen Abenteuer seiner Zeit: die Tiefbohrung in Neusalzwerk. Sie erreichte nach mühsamer Bohrtätigkeit am 30. November 1845 eine Tiefe von 696,4 m und galt als tiefste Bohrung der Welt. Die damals erbrachte Leistung ist umso höher zu bewerten, als die Bohrtätigkeit ausschließlich mit Muskelkraft erfolgte. Wirtschaftlich war das Unternehmen jedoch ein Fehlschlag. Das erhoffte Steinsalzgebirge wurde nicht erreicht. Die ausfließende Thermalsole hatte nur eine Konzentration von 4,5 %, weniger als die Hälfte des Salzgehalts der älteren und flacheren Bohrungen.

Der Oeynhausener-Sprudel – so wurde diese Solebohrung 1 später genannt – war jedoch der Beginn des Heilbades. Schon während der Bohrarbeiten badeten die Arbeiter und anliegenden Bauern in der ausfließenden Thermalsole. Nach einem mehrjährigen Rechtsstreit mit dem Grundeigentümer, dem Colon Meyer, erteilte der Landrat des Kreises Herford dem Geheimen Bergrat von Oeynhausener die Erlaubnis zur Errichtung einer Badeanstalt. Diese erhielt am 25. August 1848 durch König Friedrich Wilhelm IV. den Namen Bad Oeynhausener.

Eine Besonderheit unter den Bad Oeynhausener Heilquellen war der 6 m tiefe Wittekind-Brunnen. Er soll im Jahre 1876 angelegt worden sein, als man auf der Suche nach Süßwasser auf ein bitter schmeckendes Mineralwasser stieß. Dieses stellte sich als selten anzutreffendes, hoch konzentriertes Kalzium-Chlorid-Austauschwasser heraus, das sich für Trinkkuren eignete. Ionenaustauscher sind die Tonsteine des Lias. Der Kalziumgehalt betrug 6 g/l. In den 50er-Jahren des 20. Jahrhunderts wurde in der Nähe der Quelle eine Klinik gebaut. Infolge der Wasserhaltung der Baugrube sank der Kalziumgehalt auf etwa 1,3 g/l, nach dem Bau einer Tiefgarage mit dauernder Grundwasserabsenkung (1983) auf 0,6 g/l, also ein Zehntel der ursprünglichen Konzentration. Die Heilquelle war irreparabel geschädigt worden, ihre staatliche Anerkennung wurde 1988 widerrufen. 1980 erbohrte man einen Ersatzbrunnen, den Wittekind-Brunnen II, dieser führt ein Natrium-Kalzium-Chlorid-Sulfat-Wasser, das dem des geschädigten alten Brunnens gleicht (s. Tab. 15).

Die Erschließung neuer Heilwasservorkommen dauert bis in unsere Zeit an. Heute verfügt Bad Oeynhausener über neun Heilquellen, deren jüngste der 1995 erbohrte, nach dem Krefelder Hydrogeologen Professor Gert Michel benannte, 200 m tiefe Gert-Michel-Sprudel ist. Er versorgt die Bali-Therme. Die Heilquelle schüttet ein Wasser mit Sulfat-Dominanz.

Im südlichen und nördlichen Vorland des Wiehengebirges liegen mehrere kleine Bäder und Gesundbrunnen, die im Volksmund als „Bauernbäder“ bezeichnet werden. Sie haben einen nicht zu unterschätzenden Anteil an der präventiven Gesundheitsfürsorge und Heilbehandlung der örtlichen Bevölkerung. Eines der am besten erhaltenen Badehäuser ist das ehemalige Bauernbad Remerloh in Kirchlengern-Quernheim. Neben den technischen Einrichtungen zur Förderung und Erwärmung des Wassers sind auch die Badestuben und Aufenthaltsräume mit ihrer ursprünglichen Inneneinrichtung erhalten.

Tabelle 14
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
501	30	1 364	205	Ca-SO ₄
491	29	1 317	207	Ca-SO ₄
495	32	1 319	214	Ca-Mg-SO ₄
236	21	216	635	Ca-HCO ₃ -SO ₄ , schwefelhaltig

Tabelle 15
Die Heilquellen von Bad Oeynhausen

Eigentümer	Name	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen-summe (mg/l)	Na K Mg		
							(mg/l)		
Staatsbad Oeynhausen	Alexander-von-Humboldt-Sprudel	1 034	1973	sm	2002	21 660	6 449	67	193
	Bülow-Brunnen	79	1806	ju	2002	57 884	20 484	133	437
	Gert-Michel-Sprudel	200	1995	km	2002	4 319	530	7	75
	Jordan-Sprudel	725	1926	sm	2002	20 664	5 959	62	180
	Kaiser-Wilhelm-Sprudel	684	1898	mu	2002	45 691	15 080	121	355
	Kurdirektor-Dr.-Schmidt-Quelle	184	1960	ju+ko	2002	86 904	30 621	202	729
	Morsbach-Sprudel	769	1906	mu+so	2002	44 796	14 332	118	369
	Oeynhausen-Sprudel	696	1845	mu	2002	33 540	10 409	95	281
	Wittekind-Brunnen II	17	1980	ju	2002	5 183	1 261	5	94

* Erl. der Symbole s. Abb. 39

Die Einrichtung der Baderäume war anfangs recht einfach. Die Fußböden waren teilweise aus gestampftem Lehm. Die Badewannen bestanden überwiegend aus Holz, einem überall verfügbaren, preiswerten Baustoff, der zudem unempfindlich war gegenüber den zum Teil aggressiven Schwefelwässern und Solen. Später stellte man auch Wannen aus Zement her. Sie waren oft so groß, dass zwei oder mehr Personen darin baden konnten. Bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts war es durchaus üblich, dass mehrere Personen, auch unterschiedlichen Geschlechts, in einer Wanne badeten. Die heute noch betriebenen Bäder haben sich größtenteils zu modernen Behandlungs- und Therapiezentren entwickelt, die dem Kurgast jeglichen Komfort und eine breite Palette an Anwendungen bieten.

Eine dieser kleineren Einrichtungen ist das ehemalige Schwefelbad **Bad Oeynhausen-Oexen**, etwa auf halbem Wege zwischen Bad Oeynhausen und dem Wiehengebirge. Das Bad besteht seit 1858, als der Colon Friedrich Schilling auf seinem Grund eine Badeanstalt einrichtete. Der Betrieb ist seit 1903 im Familienbesitz und wurde stets in mütterlicher Linie weitervererbt. Heutige

Eigentümer sind die Eheleute Schulte. 1957 wurde das Schwefelbad in eine Rehabilitationsklinik zur Nachsorge bei Krebserkrankungen umgewandelt, in der die Quelle (s. Tab. 16) für Entspannungs- und Bewegungsbäder genutzt wird. Das Heilwasser tritt an der Untergrenze der Posidonien-schiefer des obersten Mittleren Lias aus. Außer der Schwefelquelle soll es früher auch eine Stahlquelle gegeben haben.

Das Schwefelbad **Hüllhorst-Lusmühle** ist, wie die meisten der heute noch betriebenen Kleinbäder, ein Saisonbetrieb, der im Winter geschlossen bleibt. Die Schwefelquelle ist seit 1772 im Besitz der Familie Lusmüller. Sie entspringt am Südhang des Wiehengebirges in einem der ortstypischen Sieke, dem Nachtigallentälchen. Hydrogeologisch ist sie an eine Querstörung im Grenzbereich Lias/Dogger gebunden. Hydrochemisch handelt es sich um relativ gering mineralisiertes Wasser, das allein wegen seines hohen Gehaltes an Sulfid-Schwefel als Heilquelle staatlich anerkannt ist (s. Tab. 16). 1791 wurde auch eine Stahlquelle erschlossen, die jedoch heute nicht mehr genutzt wird.

Tabelle 15
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
1 175	9 205	3 432	1 104	Thermalsole, CO ₂ - und fluoridhaltig
1 129	31 750	2 597	1 294	Thermalsole, CO ₂ - und eisenhaltig
766	984	1 625	316	Ca-Na-SO ₄ -Cl
1 209	8 960	3 288	970	Thermalsole, CO ₂ - und fluoridhaltig
1 413	22 763	4 458	1 446	Thermalsole, CO ₂ -, fluorid- und eisenhaltig
1 830	47 475	4 276	1 684	Sole, CO ₂ - und eisenhaltig
1 617	22 850	4 165	1 287	Thermalsole, CO ₂ -, fluorid- und eisenhaltig
1 336	16 075	4 064	1 233	Thermalsole, CO ₂ - und fluoridhaltig
420	1 950	782	659	Na-Ca-Cl-SO ₄

Etwa 5 km südwestlich von Lusmühle entspringen die Schwefelquellen von **Bünde-Randringhausen**. Sie sollen seit 1728 bekannt sein und der ortsansässigen Bevölkerung insbesondere zur Linderung von Augenleiden gedient haben. 1919 begann ein bescheidener Badebetrieb, der 1928 durch die Erbohrung zweier neuer Quellen auf den Grundstücken der beiden unmittelbar benachbarten Colone Ernstmeier und Wilmsmeier einen Aufschwung erlebte. Beide Betriebe existieren auch heute noch. Das schwefelhaltige Wasser dringt vermutlich an einer Querstörung in den Tonsteinen des Oberen Lias auf. Neben dem Schwefel gehört auch Jod zu den wertbestimmenden Bestandteilen der Quellen (s. Tab. 16). Um die Mitte des 20. Jahrhunderts wurde das Heilwasser in Flaschen abgefüllt und verschickt. Das nahe gelegene Flachmoor ermöglicht die Verabreichung von Moorbädern.

Nördlich des Wiehengebirges liegt das Solevorkommen von **Minden-Böhlhorst**. Die Sole stammt aus dem Schacht eines ehemaligen Steinkohlenbergwerks, aus dem von 1630 bis 1876 unterkreidezeitliche

Steinkohle gefördert worden war. Zur Trockenhaltung der Grubenbaue musste die Sole aus dem Schacht gepumpt werden. Sie bildete schon vor der Schließung der Grube die Grundlage eines kleineren Badebetriebs, der unter dem Namen „Hermanns-Solbad“ vom Gastwirt Walter Thiele betrieben wurde. 1893 erwarb der Gastwirt Oskar Behrens den Schacht. Er legte eine 1,2 km lange Bleirohrleitung zur damaligen Gaststätte Tivoli und eröffnete ein Jahr später einen Badebetrieb unter dem Namen „Bad Minden-Henriettenquelle“, das heutige Solbad Minden. Die Sole hat eine Konzentration von 5 – 11 % sowie einen hohen Kalzium-, Eisen- und CO₂-Gehalt (s. Tab. 16). Das Bad befindet sich seit 1893 im Besitz der Familie Behrens, später Pudenz.

Etwa 10 km nördlich von Minden liegt auf dem linken Weserufer **Petershagen-Hopfenberg**. Das dort aus Brunnen gewonnene Heilwasser wird seit 1753 genutzt. Zunächst förderte man durch zwei ältere Brunnen, seit 1957 aus dem 12 m tiefen Hermanns-Brunnen Wasser aus den Tonsteinen der Unterkreide. Heute wird die 1974 erbohrte und 1979 erneuerte Eisen-Quelle genutzt. Ihr Eisengehalt liegt bei über 20 mg/l (s. Tab. 16). Das Wasser stammt überwiegend aus den 6,9 m mächtigen Sanden und Kiesen der Weseraue, die dort das kreidezeitliche Festgestein überlagern. Die Eisen-Quelle ist damit die einzige Heilquelle Nordrhein-Westfalens, die ihren Ursprung in einem Porengrundwasserleiter hat. Die Quelle und die dazu gehörigen Kureinrichtungen der Weserland-Klinik sind seit 1926 im Besitz der Familie Nebel (s. auch Bad Seebruch).

9 km westlich von Minden liegen auf dem Nordhang des Wiehengebirges die Heilquellen von **Hille-Rothenuffeln**. Das Sanatorium Lindenmoor wurde 1768 gegründet und befindet sich seit 1840 im Besitz der Familie Dammermann. Um jene Zeit wurde auch der Badebetrieb im heutigen Pivittskrug aufgenommen, die Quelle soll jedoch schon seit 1648 bekannt sein. Seit 1873 ist sie im Besitze der Familie von Behren. In beiden Fällen handelt es sich um

Tabelle 16

Die Heilquellen des südlichen und nördlichen Wiehengebirgsvorlandes und des Tecklenburger Landes

Ort	Quelle/ Eigentümer	Tiefe (m)	Jahr der Fassung	geol. Einheit*	Jahr der Analyse	Ionen- summe (mg/l)	Na K Mg (mg/l)		
							Na	K	Mg
Bad Oeynhausen-Oexen	Schulte	4	1858/1991	ju	2002	700	29	2	23
Hüllhorst-Lusmühle	Lusmüller	20	1930	jm/ju	1990	433	17	1	22
Bünde-Randringhausen	Ernstmeier	12	1928	ju	2002	454	17	1	12
	Br. 1 Wilmsmeier	13	1928	ju	1990	446	17	?	12
	Br. 2 Wilmsmeier		1928	ju	1990	533	15	?	14
Minden-Böhlhorst	Pudenz	300	19. Jhd.	kru	1999	48 200	12 130	40	792
Petershagen-Hopfenberg	Eisen-Quelle/ Nebel	45	1974/1979	q/kru	2002	835	29	1	17
Hille-Rothenuffeln	Lindenmoor/ Dammermann	3	1769	kru/jo	1993	2 457	32	2	29
	Pivittskrug/ von Behren	0	1648	kru/jo	2002	2 470	28	1	32
Preußisch Oldendorf- Holzhausen	Holsing	22	1713	kru	1991	2 408	14	1	30
Stemwede-Levern	Br. V Braune	51	1966	kru	1966	587	65	?	25
Bad Essen	Thermal-Solequelle	802	1992	jo	2002	318 100	121 000	337	593
Melle	Grönegau-Quelle	125	1990	km/ku	1991	25 200	8 110	75	167
Tecklenburg-Holthausen	Schwefel-Quelle	0	1900	kru	1993	1 549	12	?	46
Recke-Steinbeck	Determeyer	11	1836	kru	1994	463	18	2	29

* Erl. der Symbole s. Abb. 39

Kalzium-Sulfat-Wasser (s. Tab. 16). Das Sulfat stammt aus den Gipslagern des Münder-Mergels. Der Aufstieg des Heilwassers wird durch Verwerfungen, zum Teil auch durch die Randbrüche von Erdfällen begünstigt.

Östlich von Lübbecke biegt der Kamm des Wiehengebirges nach Südwesten um und schwenkt nach etwa 15 km wieder in die alte Nordwestrichtung zurück. Nördlich dieses Knicks liegt **Preußisch Oldendorf-Holzhausen**. 1710 entdeckte der Landphysikus Julius Fincke auf der Holzhauser Masch einen Gesundbrunnen, der drei Jahre später durch den Landphysikus Dr. Johann Gabriel Rudolphi gefasst und 1715 in einer Urkunde Friedrich Wilhelms I., Erz-

herzog von Brandenburg, erwähnt wurde. Im 19. Jahrhundert gab es zeitweilig drei Badebetriebe, von denen nur noch die Anlage des Colons und Schmieds Maschmeier, heute Wiehengebirgsklinik Holsing, übrig geblieben ist. Die hydrogeologische Situation ist ähnlich wie in Hille-Rothenuffeln. Das Wasser ist vom Kalzium-Sulfat-Typ (s. Tab. 16).

Das Heilbad Meyerhof in **Stemwede-Levern** wurde 1835 durch den Colon Herrscher gegründet. Nach mehrfachem Besitzerwechsel ging es 1953 in den Besitz der Familie Braune über, die das Bad in den Sommermonaten auch heute noch betreibt. Levern liegt im nördlichen Wiehengebirgsvorland auf einer flachen Anhöhe aus

Tabelle 16
(Fortsetzung)

Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	hydrochemischer Typ
(mg/l)				
123	32	92	297	
68	22	48	255	schwefelhaltig
86	31	53	253	schwefelhaltig
86	28	48	252	jod- und schwefelhaltig
107	41	72	279	schwefelhaltig
4 403	29 067	978	454	Thermalsole, CO ₂ - und eisenhaltig
149	34	150	404	eisenhaltig
636	61	1 383	311	Ca-SO ₄
634	55	1 403	309	Ca-SO ₄
620	19	1 420	289	Ca-SO ₄
94	82	11	299	schwefelhaltig
2 430	191 400	2 080	115	Thermalsole
766	10 540	4 350	1 196	Thermalsole
364	20	824	281	Ca-SO ₄ -HCO ₃ , schwefelhaltig
61	55	66	207	schwefelhaltig

Wealden-Sandstein (Berrias, Unterkreide), der dort im Verlauf der Ellerburg-Achse sattelförmig aufgewölbt ist. Die Schichtenfolge des Wealdens ist als Grundwassergeringleiter einzustufen. In Sattelkernen können jedoch erhöhte Gebirgsdurchlässigkeiten auftreten. Möglicherweise spielt auch das etwa 10 km südlich gelegene Wiehengebirge eine Rolle. Das dort neu gebildete Grundwasser wandert in den gut durchlässigen karbonatischen Gesteinen des Malms, dem Schichteinfallen folgend, nach Nordosten. Im Bereich des Vorlandes werden diese Gesteine von den gering durchlässigen Tonsteinen des Münder-Mergels und der Bückeberg-Folge (Berrias, Unterkreide) überdeckt. Das Grundwasser steht dort unter artesischem Druck und kann an

geologischen Störungen aufsteigen. In Levern werden noch drei Heilquellen genutzt. Am höchsten mineralisiert ist das Schwefelwasser des Brunnens V (s. Tab. 16). Der hohe Schwefelgehalt ist auf Sulfatreduktion durch die organische Substanz der bituminösen Tonsteine der Bückeberg-Folge zurückzuführen. Das Sulfat stammt aus dem verwitternden Pyrit der Tonsteine oder aus dem Gips des unterlagernden Münder-Mergels.

Bad Essen liegt etwa 20 km nordöstlich von Osnabrück. Die Solequellen dieses Kurortes finden sich am Eingang eines in die Nordflanke des Wiehengebirges eingeschnittenen Tälichens. Schon 1497 wurde dort urkundlich eine Saline erwähnt, über deren weiteres Schicksal jedoch nichts bekannt ist. Bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts nutzte man zwei Quellen, und zwar eine natürliche Solequelle und eine in 34 m Tiefe erbohrte Trinkquelle aus dem Jahre 1869. Die Solequelle, auch Bade-Quelle genannt, liegt nahe dem Mühlenteich an der Straße von Bad Essen nach Melle. Es handelt sich um einen 2 – 3 m tiefen Brunnen von ca. 2 m Durchmesser mit Natrium-Chlorid-Wasser. 1863 entstand das erste Badehaus. Da die Schüttung der Bade-Quelle für den steigenden Bedarf nicht ausreichte und das Wasser in niederschlagsreichen Zeiten aussüßte, brachte die Kurverwaltung im Jahre 1947 eine 227 m tiefe Bohrung nieder, die eine ca. 2,4%ige Sole erschloss. Der Brunnen speiste zunächst das 1958 eröffnete Solefreibad, ab 1970 das neu erbaute Solehallenbad. Im Ortsteil Harpenfeld, nördlich des Mittellandkanals, wurde 1975 eine 404 m tiefe Solebohrung fündig. 1991/92 erschloss man dort mit einer 802 m tiefen Bohrung Thermalsole mit einem Salzgehalt von etwa 3,1 % (s. Tab. 16). Die Sole speist seit 1995 das Solefreibad. 1996 erfolgte die staatliche Anerkennung der Thermal-Solequelle als Heilquelle. Grundwasserleiter sind klüftige, quarzitische Sandsteine des dort sehr mächtigen Münder-Mergels.

Das Solbad **Melle** liegt im Tal der Else am Fuße der Meller Berge. Die Quellen wurden

1875/76 entdeckt, als beim Bohren eines Hausbrunnens der salzige Geschmack des Wassers auffiel. 1877 suchte man gezielt nach Sole und erschloss die Alte Quelle, mit der 1878 der Badebetrieb aufgenommen wurde. Mit weiteren Bohrungen konnten eine Trinkquelle und eine zweite Solequelle, die Neue Quelle, erschlossen werden. Die Alte Quelle wurde vor 1958 aufgegeben. Heute wird eine 1991 abgeteufte, in der Nähe der Neuen Quelle gele-

gene, 125 m tiefe Bohrung genutzt, die Grönegau-Quelle (s. Tab. 16). Sie fördert Sole aus den Gesteinen des Mittleren Keupers (Gipskeuper) und des Unteren Keupers. Das Solebad ist im Besitz der Stadt Melle.

Die Genese der Solen von Bad Essen und Melle ist noch nicht abschließend geklärt. Als Ursprungsgesteine kommen einerseits saline Abfolgen der Trias (Oberer Bunt-

Tabelle 17
Die Heilbäder des Weser- und Osnabrücker Berglandes
mit Indikationen und Anwendungen natürlicher Heilmittel des Bodens

	Allergien	Atemwege	Frauenleiden	Geriatrie	Harnwege	Haut	Herz, Kreislauf, Gefäße	Leber, Galle	Magen, Darm	Nerven	psychosomatische Erkrankungen	Rheuma, Bewegungsapparat	Stoffwechsel	Krebsnachsorge	Anwendungen
Bad Driburg			•		•		•	•							B, G, M, T
Bad Driburg-Bad Hermannsborn		•		•			•		•						B, M, T
Bad Essen		•		•		•	•					•			B, G, M
Horn-Bad Meinberg		•	•				•				•	•	•		B, G, M, T
Bad Oeynhausens			•			•	•			•		•			B, M, T
Bad Oeynhausens-Oexen													•		B
Bad Oeynhausens-Wulfedingsen			•									•			B, M
Bad Pyrmont						•	•			•	•	•	•		B, G, M, T
Bad Salzuflen	•	•	•			•	•			•		•			B, G, T
Bünde-Randringhausen										•		•			B, G, M
Hille-Rothenuffeln			•				•					•			B, M
Höxter-Bruchhausen					•				•						B, T
Hüllhorst-Lusmühle			•			•						•			B
Melle							•			•		•	•		B
Minden-Böllhorst			•			•	•			•		•			B
Petershagen-Hopfenberg												•			B, M
Preuß. Oldendorf-Holzhausen			•								•	•	•		B, G, M
Recke-Steinbeck			•									•			B, T
Schieder-Schwalenberg							•		•			•	•		M, T
Stemwede-Levern						•	•					•			B, M
Tecklenburg-Holthausen			•			•						•	•		B, G, M
Vlotho-Bad Seebruch			•				•					•	•		B, M
Vlotho-Bad Senkelteich			•			•				•		•	•		B
Warburg-Germete								•	•			•	•		T

B = Bäder, Bewegungsbäder; G = CO₂-Gasbäder; M = Mooranwendungen; T = Trinkkuren; fett gedruckt: eigene natürliche Heilmittel des Bodens

Tabelle 18
Nicht mehr genutzte Heilquellen im Weser- und Osnabrücker Bergland

Ort	Eigentümer/Lage	Quelle	balneologische Nutzung	
			Beginn	Ende
Bad Oeynhausen-Wulferdingsen	Müller	Schwefelquelle	1911	2001
Bünde	Bobbe, Brunnenstraße	Kalte Schwefelquelle	1748	ca. 1945
Enger	Korfsmeier	Belker Brunnen	vor 1820	ca. 1961
Espelkamp-Fiestel	Wiser	Schwefelquelle	ca. 1780	ca. 1997
Espelkamp-Isenstedt	Dr. Meyer	?	vor 1945	ca. 1975
Herford	Lübbertor	Gesundbrunnen	1743	?
Hille-Brennhorst	?	Wagemarks Brunnen	1848	1973
Hille-Glinst	von der Ahe	?	1858	1911
Hille-Oberlütbe	Bornstr. 2	?	1897	1972
Höxter-Godelheim	Mertens	Sauerbrunnen	1747	1869
Hüsedde	?	Hauptbrunnen	1774	1972
Kalletal-Kalldorf	Jacobsmeier	Solequelle	1886	ca. 1945
Kirchlengern-Quernheim	Bösch	Brunnen Bad Remerloh	1884	1972
Lage-Heiden	Otto	Sauerbrunnen	1706	1706
Lemgo	Auf dem Bleichwall	Stahlquelle	1792	1892
Löhne-Langengraes	Schuhmacher	Schwefelquelle	1840	ca. 1960
Löhne-Mennighüffen	Krell	Schwefelquelle	ca. 1920	nach 1958
Löhne-Steinsiek	Twelsiek (3 Betreiber)	Schwefelquelle	ca. 1840	ca. 1960
Minden	Auf der Tränke	Mineralquelle	1770	?
Minden	nördliche Fischerstadt	Gesundbrunnen	1770	1810
Minden	Schneider	Bad Zollern, Solequelle	1888	ca. 1960
Minden-Dankersen	Koch	altes Bad	ca. 1820	1914
Minden-Dankersen	Mainstraße	neues Schwefelbad	1925	?
Minden-Dützen	Siering	Schwefelquelle	1859	1921/22
Minden-Rodenbeck	Gruppert	Schwefelquelle	1880	nach 1903
Petershagen-Bierde	Bad Stehbrink	Schwefelquelle	1881	1973
Petershagen-Bierde	Lange	Mineralquelle	1873/74	?
Porta Westfalica-Hausberge	Bödeker	Sole- und Stahlquelle	ca. 1860	1875
Porta Westfalica-Nammen	Wiebke	Schwefelquelle	vor 1813/14	ca. 1970
Steinhagen-Brockhagen	Landwehr	?	1841	1855
Stemwede-Destel	Lampe	Schwefelquelle	1827	ca. 1965
Stemwede-Levern	Stallmann	Schwefelquelle	1851	ca. 1998
Tecklenburg-Ledde	Hanninckbrink	Schwefelbad Ledde	1882	1908
Vlotho	kath. Kirchengemeinde	Stahlbad Rahlbruch	vor 1705	ca. 1954
Vlotho	Herforder Straße	eisenhaltiger Mineralbrunnen	vor 1825	ca. 1830

sandstein, Mittlerer Keuper), andererseits die tiefer liegenden Steinsalzvorkommen des Zechsteins infrage.

Nördlich des Osnings liegt das Schwefelbad **Tecklenburg-Holthausen**. Dessen Schwefel-Quelle wird seit etwa 1900 zu Badekuren genutzt (s. Tab. 16). Ob der

Schwefel durch Oxidation von Schwefelkies in den Tonsteinen des Lias oder durch Reduktion von Sulfatschwefel aus größerer Tiefe stammt, ist unklar.

Das Schwefelwasservorkommen von **Recke-Steinbeck** liegt am Nordrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Die Quelle

wurde 1822 entdeckt und 1836 gefasst (s. Tab. 16). Um die Mitte des 19. Jahrhunderts kamen viele holländische Kurgäste in das ländlich stille Bad. Nach mehrfachem Umbau entstand 1981 ein neues Therapiegebäude mit Schwefelthermalbewegungsbecken. Der Schwefel entsteht vermutlich durch Reduktion von Sulfat, das den Gips-einlagerungen des Münder-Mergels entstammt.

Die therapeutischen Anwendungsmöglichkeiten von Heilquellen richten sich in erster Linie nach der chemischen Zusammensetzung des Wassers. So eignen sich beispielsweise kalziumreiche Quellen zur Osteoporose-Prophylaxe oder Sole- und Schwefelquellen für die Behandlung von Hautkrankheiten. Die Indikationen und Anwendungen der natürlichen Heilmittel des Bodens im Weser- und Osnabrücker Bergland sind in Tabelle 17 aufgeführt.

Heilquellen können unterschiedlich tiefen Zirkulationssystemen entspringen. Insbesondere Heilquellen aus oberflächennahen Grundwasserleitern müssen zur Erhaltung ihres Charakters und ihrer Ergiebigkeit sowie zur Vermeidung von Schadstoffeinträgen geschützt werden. Dies geschieht in der Regel durch die Ausweisung von Heilquellenschutzgebieten. Häufig stehen die Bemühungen zum Schutz der Heilquellen im Konflikt mit anderen Nutzungsinteressen. In vielen Kurorten betrachtet man die Schutzbestimmungen als lästige Hindernisse der Stadtentwicklung. Darüber hinaus haben die verschiedenen Stufen der Gesundheitsreform zu einem Rückgang der Anwendung von Heilquellen und Moor geführt. Ursache ist die 1989 eingeführte Selbstbeteiligung der Patienten an den Behandlungskosten. Besonders schmerzlich waren die wirtschaftlichen Einbrüche im Jahre 1996. Seitdem haben in den Kur- und Badeorten die natürlichen Heilmittel des Bodens als Wirtschaftsfaktor an Bedeutung verloren. Dabei vergisst man, dass die meisten Heilbäder ihre Blüte der jahrhundertelangen Nutzung dieser Bodenschätze verdanken. Im Weser- und Osnabrücker Bergland gibt es zahlreiche Heilquellen, die

heute nicht mehr genutzt werden und in Vergessenheit geraten sind (s. Tab. 18).

Sole

Sole ist ein Sonderfall des Mineralwassers. Nach den balneologischen Begriffsbestimmungen enthält Sole mindestens 5,5 g/l Natrium und 8,5 g/l Chlorid, also 14 g/l Natriumchlorid (Kochsalz). Schon im Mittelalter bildeten die Solequellen des Weser- und Osnabrücker Berglandes die Grundlage der örtlichen Salzgewinnung. Salz war als Würz- und Konservierungsmittel eine begehrte Handelsware. Die Sole entsteht durch Ablaugung von Steinsalz im tieferen Untergrund. Als Solelieferanten kommen die Steinsalzablagerungen des Zechsteins (Bad Oeynhausen, Bad Pyrmont, Bad Salzuflen) und des Münder-Mergels infrage (Bad Essen).

Auf ihrem Weg an die Erdoberfläche verdünnt sich die Sole zunehmend mit geringer mineralisiertem Grundwasser. Für eine wirtschaftliche Salzgewinnung musste die Sole daher angereichert werden. Dies geschah früher mithilfe von Gradierwerken (Abb. 47). Die Sole wurde über die mit Schwarzdorngestrüpp gefüllten Gefache mehrfach verrieselt, sodass das Wasser verdunsten konnte. Nach Erreichen der Sättigungskonzentration leitete man die Siedesole in eiserne Pfannen und erhitze diese durch Holz- oder Kohlefeuer. Das Wasser verdampfte und das Salz blieb zurück.

In Bad Oeynhausen begann die Salzgewinnung im Jahre 1750. Man brachte die aus dem 75 m tiefen Bülow-Brunnen stammende 10%ige Rohsole durch siebenmaliges Gradieren auf eine Konzentration von 21 %. Heute hat die Rohsole noch eine Konzentration von 6,4 %. Mit dem Aufkommen der kostengünstigeren bergmännischen Salzgewinnung wurde die Salzsiederei aufgegeben. Die Saline von Bad Oeynhausen wurde 1928 geschlossen. In Bad Salzuflen stellte man die seit dem Mittelalter betriebene Salzgewinnung im

Jahre 1945 ein. Die Sole gewann jedoch als Grundlage balneologischer Anwendungen in den damals aufstrebenden Badeorten an Bedeutung.

Auch in Bad Pyrmont hat es eine Saline gegeben. Sie wurde 1809 erbaut, jedoch schon 1860 wieder stillgelegt. In Bad Essen soll bereits 1497 eine Saline bestanden haben. Wie lange sie betrieben wurde, ist nicht bekannt. Die heute noch bestehenden oder neu gebauten Gradierwerke werden zu therapeutischen Zwecken, zum Beispiel zur Inhalation, genutzt.



Abb. 47 Gradierwerk in Bad Salzuffen

Kohlensäure (Kohlenstoffdioxid)

Das Obere Weserbergland gehört strukturgeologisch zur Hessischen Senke. Diese war im Miozän Schauplatz vulkanischer Aktivitäten. Bekanntestes sichtbares Zeugnis dafür ist der Desenberg bei Warburg. Obwohl der ursprüngliche Vulkankegel längst der Abtragung zum Opfer gefallen ist, erinnert der von der Erosion herausprä-

parierte Basaltschlot an das ursprüngliche Erscheinungsbild des Vulkans. Viel weiter verbreitet sind die unsichtbaren Zeugen des Vulkanismus. Gemeint ist die Kohlensäure, die an vielen Stellen zwischen Bad Driburg und Brakel, aber auch in Bad Meinberg und Bad Pyrmont an die Oberfläche tritt. Das unsichtbare und geruchlose Gas steigt aus den in größerer Tiefe erstarrenden Magmenkörpern auf und sammelt sich in so genannten Strukturfallen. Dabei handelt es sich um flache Aufwölbungen gas- und wasserundurchlässiger Gesteine, insbesondere des Zechsteins und des Oberen Buntsandsteins. Speichergesteine sind die Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins und die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins. Von dort dringt das Gas entlang von Störungen in geringen Mengen an die Erdoberfläche. Bekanntestes Beispiel ist die Dunsthöhle in Bad Pyrmont (Abb. 44), bei der es sich um eine gemauerte Grotte auf der Sohle eines ehemaligen Sandsteinbruchs handelt. Die Kohlensäure sammelt sich am Grunde der Grotte und bildet dort, da sie schwerer ist als Luft, gewissermaßen einen See, dessen Oberfläche je nach Wetterlage schwankt und daher bei jeder Begehung neu erkundet werden muss. Folgt man dem Führer die Treppe hinab und senkt den Kopf auf die Oberfläche des Kohlensäuresees, spürt man den stechend-metallischen Geruch und Geschmack, den das Gas im Nasen-Rachenraum hinterlässt, so als ob man eine Flasche Sekt öffnet.

Erdwärme

Die Temperaturentwicklung an der Erdoberfläche wird vom Klima und damit von der Sonne bestimmt. Der wellenförmige Verlauf der Temperaturganglinie eines Jahres mit einem Minimum im Winter und einem Maximum im Sommer wird zur Tiefe hin immer mehr gedämpft. In der neutralen Zone, etwa 10 – 20 m unter der Erdoberfläche, weist das Gestein eine gleich bleibende Temperatur auf, die etwa dem örtlichen Jahresmittel entspricht. Unterhalb der neutralen Zone gewinnt die Erdwärme

zunehmend an Bedeutung. Erdwärme entsteht hauptsächlich durch den Zerfall radioaktiver Elemente in Erdkern und -mantel. Beim Transport der Erdwärme an die Oberfläche spielen die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine (konduktiver Wärmetransport), aber auch das Grundwasser als Wärmeüberträger (konvektiver Wärmetransport) eine Rolle. In Mitteleuropa nimmt die Temperatur zur Tiefe hin um durchschnittlich etwa 3 °C je 100 m zu.

Die Nutzung der oberflächennahen Erdwärme geschieht heute überwiegend mittels Wärmepumpen für die Beheizung und Warmwasserbereitung von Ein- oder Zweifamilienhäusern. In den meist grundwassererfüllten Fest- und Lockergesteinen des Weser- und Osnabrücker Berglandes ist ein effizienter Betrieb von Wärmepumpen für Einzelanlagen bis zu einer Wärmepumpen-Heizleistung von 30 kW möglich. Bei hohen Grundwasserflurabständen, zum

Beispiel in den Kammlagen der Mittelgebirge, liegen die Entzugsleistungen im unteren Bereich einer effizienten Nutzung. In Karstgebieten ist eine direkte Nutzung des Grundwassers mittels Förder- und Injektionsbohrung empfehlenswert. Dabei ist auf die Grundwasserströmung und auf ausreichenden Bohrungsabstand zu achten, damit ein hydraulischer Kurzschluss vermieden wird. In Bereichen mit überwiegend geringer Wasserdurchlässigkeit kommen Doppel-U-Sonden oder Koaxialsonden zum Einsatz. Für größere Anlagen sind Sonderuntersuchungen erforderlich.

Die in größeren Tiefen zu erwartenden Temperaturen sind in Abbildung 48 dargestellt. Die Nutzung der Erdwärme stellt einen wasser- und bergrechtlichen Tatbestand dar und ist genehmigungspflichtig. Bei privater Nutzung auf eigenem Grundstück verzichtet die Bergbehörde auf ein bergrechtliches Genehmigungsverfahren.

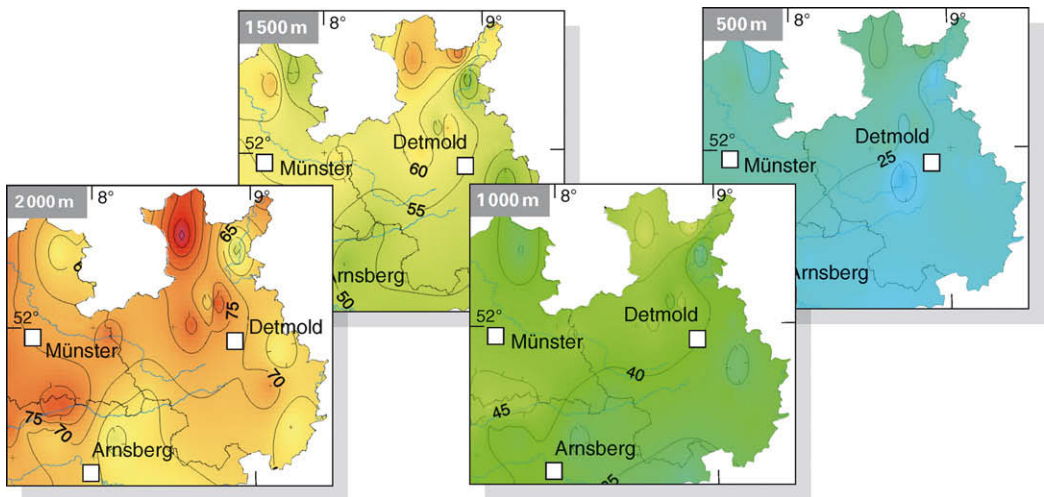


Abb. 48 Geothermisches Potenzial im Weser- und Osnabrücker Bergland

Boden und Bodennutzung (H.-J. Betzer)

Dem aufmerksamen Betrachter werden im Gebiet des Weser- und Osnabrücker Berglandes die Gesteine und Böden zum Beispiel in zahlreichen Steinbrüchen, Baugruben und Wegeböschungen offenbar. Das Hauptinteresse des Bodenkundlers gilt dabei den obersten 2 m, das heißt dem eigentlichen Boden mit seiner typischen graubraunen, humosen Krume als Deckschicht. Unter dieser findet er meist weniger intensiv verwitterte Schichten, er spricht von Verwitterungshorizonten, die noch deutlich die Merkmale des Ausgangsgesteins tragen. Im Flachland sind es häufig mächtige kaltzeitliche sandige oder schluffige Sedimente, wie sie beispielsweise in Sand- und Ziegeleigruben aufgeschlossen sind. Die Kuppen- und Steilhangböden des Weser- und Osnabrücker Berglandes weisen dagegen oft nur 0,2 – 1 m lockeres, mit Steinen und Grus durchsetztes Verwitterungsmaterial über dem Festgestein auf.

Die Ausgangsgesteine prägen die Böden und ihre Nutzungsmöglichkeit nicht allein. In den niederschlagsreichen Kammlagen des Eggegebirges werden die Nährstoffe durch das Sickerwasser in den Unterboden abgeführt. Hier wachsen nur noch anspruchslose Pflanzen wie Adlerfarn oder Heidekraut, durch deren Wurzelausscheidungen – organische Säuren – die Böden weiter verarmen. In Senken und Tälern hingegen dominiert wegen der Überflutungsgefahr und bei hohem Grundwasserstand das Grünland. Bis in die Krume hinein werden diese ertragreichen Wiesen und Weiden alljährlich mit Nährstoffen aus dem Flusswasser versorgt. So wirken auch Klima, Vegetation und Wasserverhältnisse neben der Geologie eines Standortes wesentlich auf die Bodeneigenschaften ein.

Vor etwa 7 000 – 8 000 Jahren ist der jungsteinzeitliche Mensch mit der ackerbaulichen Nutzung der Steinheimer und Warburger Börde in dieses natürliche Be-

ziehungsgeflecht eingebrochen. Damit begann die flächenhafte Veränderung der Böden, die sich seitdem fortlaufend gesteigert hat. Am deutlichsten wird dies durch die viele Meter mächtigen Auenlehme beispielsweise im Wesertal, deren teilweise etliche tausend Jahre alten Schichten ein beredtes Zeugnis der Rodung und der damit verbundenen Bodenerosion benachbarter Hänge sind. Ein eher kleinräumiges agrarhistorisches Relikt sind die Kastentäler des Ravensberger Landes, die um 1800 – nach der Aufteilung des gemeinschaftlich beweideten Ödlands – zur besseren Grünlandnutzung der Talböden durch randliche Abgrabungen künstlich in V-förmige Täler umgewandelt wurden.

Trotzdem sind die Bodenmerkmale, die dem Betrachter heute in einem Aufschluss ins Auge fallen – mit Ausnahme der Auenlehme und der humosen Ackerkrume – meist das Resultat der zuvor genannten natürlichen Faktoren. Diese haben Farben und Strukturen hinterlassen, die, im Aufschluss oder im Bohrgerät betrachtet, Auskunft über die Eigenschaften und die Entwicklungsgeschichte der Böden geben. In der Übersichtskarte (Abb. 49) sind Böden, die hinsichtlich ihres Ausgangsgesteins, ihrer Entwicklung, der herrschenden Wasserverhältnisse und ihrer Eigenschaften ähnlich sind, voneinander abgegrenzt. Die dargestellte Übersichtskarte basiert auf der flächendeckend vorliegenden Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000.

Rendzinen – Kalksteinverwitterungsböden auf Rücken und Anhöhen

In den Kammlagen des Teutoburger Waldes und auf einigen erosionsanfälligen Anhöhen, zum Beispiel des Brakeler Berg-

landes, reichen manchenorts karbonatreiche Mergelsteine und Kalksteine der Kreide- und der Muschelkalk-Zeit fast bis an die Bodenoberfläche. Besonders bei

gem Lösungsrückstand des Kalksteins – sehr langsam ab. Stellenweise haben sich hier im Verlauf des Holozäns, das heißt seit etwa 10 000 Jahren, nur etwa 15 – 20 cm

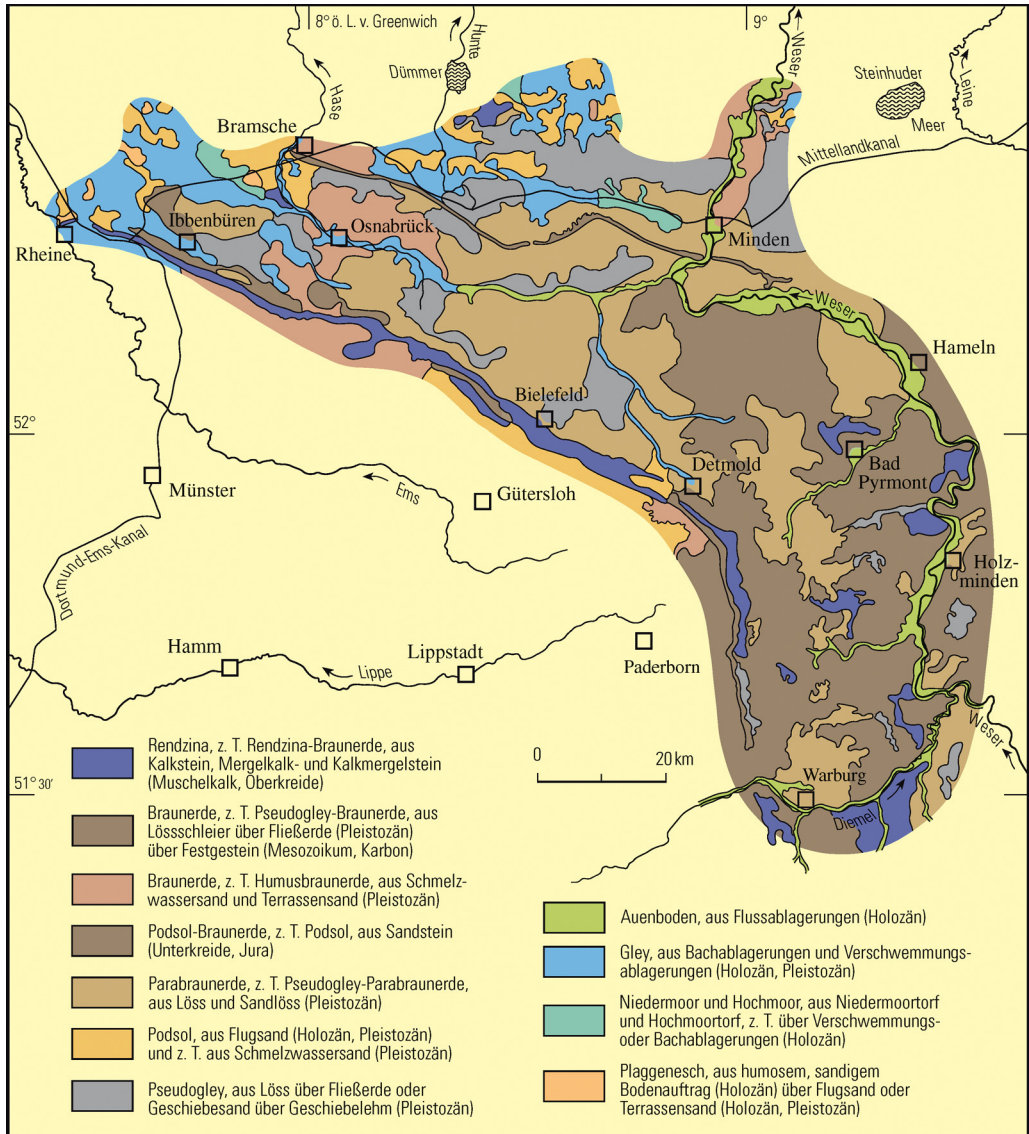


Abb. 49 Bodenkundliche Übersicht

massigen Kalksteinen, die der Verwitterung keine Schichtfugen für die Frostsprengung bieten, läuft die Bodenbildung – die Anreicherung von basenreichem tonig-lehmi-

Boden gebildet (s. Taf. 5). Manchmal ist auch etwas Löss beigemischt. Übergänge zur Braunerde, beispielsweise Rendzina-Braunerde, kommen vor.

>> Schlechte Ackerböden –
malerische Biotope <<

Der Lösungsrückstand wird im Feinboden, der über Festgesteinen meist 15 – 20 cm mächtig ist, durch den hohen Regenwurm-besatz immer wieder homogenisiert. Der gesamte Feinboden durchläuft im mehr-jährigen Turnus den Darmtrakt der Regen-würmer und wird dabei mit den humosen Ausscheidungsprodukten der Regenwurm-nahrung, zum Beispiel Blattteile, durch-setzt. Hierdurch entsteht die dunkelgrau-braune Farbe der Krume. Der hohe Kalk-stein- und -grusgehalt dieses Horizonts ver-hindert dabei eine Entkalkung des Fein-bodens. Bei Ackernutzung ist das Feld mit Kalksteinen übersät. Meist herrscht – auch wegen der Trockenanfälligkeit und der nur sehr flach durchwurzelbaren Bodenschicht – Grünlandnutzung oder Laubwald vor. Wegen dieser Standorteigenschaften konnte sich auf einigen oft stärker geneigten Hutungsstandorten in Südlage, wie an den Steilhängen im Weser- oder Diemeltal, eine Halbtrockenrasenvegetation einstellen. Neben zahlreichen Orchideenarten findet sich beispielsweise beim nordhessischen Liebenau, südöstlich von Warburg, auch noch der Wacholder als malerisches Relikt der historischen, extensiven Hudewirtschaft dieser Kalksteinböden. Zur Erhaltung die-ser Kalk-Halbtrockenrasen-Pflanzengesell-schaften wird der Verbuschung dieser Flächen heute durch Schafweide oder Mahd Einhalt geboten.

Braunerden

Böden aus Lössschleier über Ton-, Sand-, Kalk- und Mergelsteinen des Erdmittelalters

Braunerden, die sich auf Ton-, Sand-, Kalk- und Mergelsteinen des Erdmittelalters entwickelt haben, dominieren im Weser- und Osnabrücker Bergland südlich der Linie Herford – Rinteln. Da während der Kaltzei-

ten des Pleistozäns dieser Bereich nur randlich von den skandinavischen Inland-eismassen erfasst war, wurden hier die Festgesteine nicht von Gletschersedimen-ten wie zum Beispiel der Grundmoräne überdeckt. Auch die höheren Lagen des Berglandes blieben eisfrei. Im Periglazial-klima der Kaltzeiten löste aber die intensive Frostsprengung Steine aus dem Verband und zerkleinerte diese weiter zu Grus, Sand, Schluff und Ton. Je nach Verwitte-rungsanfälligkeit des Festgesteins entstan-den so meist 0,3 – 1 m mächtige und teils mehr sandige, teils schluffige oder tonige Deckschichten mit hohem Stein- und Grus-gehalt. In hängigen Lagen wurden diese in Auftauphasen umgelagert und anschlie-ßend am Unterhang als mehrschichtige Fließerden angehäuft. Während der Weichsel-Kaltzeit wurden diese Schichten von etwa 0,4 – 0,5 m dicken Lössschleiern aus lehmigem Schluff überzogen (s. Taf. 5). Durch Frosthub, Verschwemmungsvor-gänge, Bodenwühler, Windwurf und ähnli-che Vorgänge wurden später Steine und Grus aus der unterlagernden Fließerde ein-gearbeitet.

>> Wertvolle Waldstandorte <<

Charakteristisch für den größten Teil des Berglandes, das frei von Gletschersedi-menten blieb, ist eine dreischichtige Abfol-ge aus 0,4 – 0,5 m Löss über 0,4 – 1 m stei-nig-grusiger Fließerde aus dem Verwitte-rungsmaterial der dritten Schicht, dem unterlagernden Festgestein. Wegen dieses homogenen Aufbaus ist auch die Boden-entwicklung recht einheitlich. Es dominieren Braunerden. Bei tonig-lehmiger Fließerde tritt im Unterboden Staunässe auf. Während der lössdominierte Oberboden stets gut durchlüftet und intensiv durchwurzelt ist, sind dicht gelagerte Verwitterungshori-zonte, beispielsweise aus Tonstein, oder sehr steinreiche Lagen für die Pflanzen kaum durchwurzelbar. Fließerden über Kar-bonatgestein sind oft noch kalkhaltig. Dies wiederum sind zum Beispiel für die Kirsche

und andere Edellaubhölzer wertvolle Standorte. Als Ackerflächen liefern die Braunerden mittleren Ertrag, sind jedoch wegen des hohen Lössgehalts in der Deckschicht besonders erosions- und verschlammungsanfällig. Dies gilt besonders für stärker geneigte Hanglagen.

Böden aus Terrassen- und Schmelzwassersand der Quartär-Zeit

Während der letzten Kaltzeit vor ca. 10 000 Jahren lagerte der verwilderte Flusslauf der Weser zum Teil mächtige Sande und Kiese ab, in welche sich die holozäne Talaue zu beiden Seiten des Flusses leicht einschnitt. Nördlich der Porta Westfalica, wo sich der Talquerschnitt weitet, treten Terrassensande und -kiese großflächig auf. Örtlich sind diese Schichten schleierartig von Hochflutlehm der Weser überdeckt. Ähnliche Sandböden sind auch nördlich des Teutoburger Waldes, bei Georgsmarienhütte und Osnabrück, aus zum Teil mehrere Meter mächtigen Schmelzwassersandablagerungen der Inlandvereisung sowie aus 0,5 m Geschiebesand über Geschiebelehm anzutreffen. Aus den gut durchlüfteten, locker gelagerten, sandigen Schichten entwickelten sich Braunerden.

◀◀ Seit der Bronzezeit bevorzugte Siedlungsstandorte ▶▶

Wegen der hochwassersicheren Lage, der Nähe zu den Weidegebieten der Aue und der leichten Bearbeitbarkeit waren besonders die zuvor genannten Terrassensande beiderseits der Weser bevorzugtes Siedlungsgebiet. Dies wird auch durch zahlreiche Siedlungsspuren, besonders seit der Bronzezeit, belegt. Bereits zur römischen Kaiserzeit, also nach Christi Geburt, waren die Niederterrassenflächen der Weser nördlich von Minden fast vollständig gerodet. Als Folge der langjährigen Beackerung reicherten sich diese Böden mit Humus, vor

allem aus Verwesungsprodukten der Erntereste, an und dieser wurde in den groben Poren zwischen den Sandkörnern in den Unterboden verlagert. Diese Humusbraunerden unterscheiden sich durch einen etwa 0,6 m tief reichenden, graubraunen Übergangsbereich deutlich von den Braunerden der erst seit wenigen hundert Jahren genutzten Ackerflächen. Alle Sandböden haben nach der Bodenschätzung eine sehr geringe bis geringe Ertragsleistung und sind wegen ihres geringen Wasserspeichervermögens trockenheitsanfällig, dafür jedoch – unabhängig von der Witterung – das ganze Jahr bearbeitbar. Während die mächtigeren Sandschichten der Terrassen- und Schmelzwassersande bis über 2 m Tiefe verbraunt sind, tritt im Bergland östlich von Osnabrück in 0,5 m Tiefe Staunässe auf. Hier verhindert der dicht gelagerte Geschiebelehm im nahen Unterboden die Abfuhr des Sickerwassers in den Untergrund.

Podsol-Braunerden – gebleichte Heideböden aus Sandsteinen der Kreide- und der Jura-Zeit

Die Kammlagen des Teutoburger Waldes und des Weser-/Wiehengebirges werden großteils von besonders verwitterungsresistenten Sandsteinen (Osning-Sandstein, Wiehengebirgsquarzit) gebildet. Bei diesen sind die Sandkörner durch Kieselsäure und Eisenminerale zu oft großen Blöcken verbacken. In der Vergangenheit fanden sie als Bausteine, besonders für Bereiche mit starker Auflast oder in mächtigen Burgmauern zum Schutz vor Feinden, Verwendung.

▶▶ Eisenreiche, aber nährstoffarme Böden ◀◀

Im Periglazialklima der Kaltzeiten wie auch durch tief greifende warmzeitliche Verwitterungsprozesse in der Paläogen- und Neo-

gen-Zeit sind die Gesteine heute oberflächlich zu steinig-grusigem Sand verwittert. In den Kammlagen ist der Niederschlag mit bis zu 1 400 mm teilweise etwa doppelt so hoch wie in den trockensten Bereichen, etwa in der Warburger Börde. Durch die hohe Sickerwasserrate werden die Nährstoffe in den Unterboden ausgewaschen, zudem verarmen die von Natur aus schon nährstoffarmen Böden durch die menschliche Nutzung auf den Höhenzügen weiter. Als Folge davon stagnierte der Abbau der nährstoffarmen abgestorbenen Pflanzenteile der hier dominierenden anspruchslosen Vegetation wie Heidekraut und Nadelhölzer. Es bildeten sich besonders mächtige saure, keimlingsfeindliche Humusauflagen. Aus diesen wurden mit dem Sickerwasser organische Verbindungen in den zuvor verbrauchten Boden eingetragen und er wurde so von der Oberfläche her grauweiß gebleicht. Organische Säuren verbanden sich mit den rotbraunen Eisenverbindungen, die dem Boden zuvor die Farbe gaben, und führten sie in den Unterboden ab und es kam in größeren Bereichen zur Ortsteinbildung. Bei den Podsol-Braunerden des Wiehengebirges hat dieser Prozess die ursprüngliche braune Farbe nur bis etwa 15 cm Tiefe verdrängt (s. Taf. 5). In den Kammlagen des Teutoburger Waldes, wo Unterkreide-Sandsteine anstehen, kommen auch bis 2 m tief gebleichte Podsole vor. Dabei hat die Bleichung hier auch die im sandigen Zersatz eingelagerten Gesteinsblöcke durchdrungen. Im Bereich des Wiehengebirges beträgt die Verwitterungsdecke über dem Festgestein kaum 1 m, meist ist darin schon die schleierartige Lössauflage enthalten. Auf den Höhen des Teutoburger Waldes sind aufgrund der paläogenen und neogenen Vorverwitterung auch mehrere Meter mächtige Verwitterungsdecken mit schwarzbraunen harten Eisen-/Manganschwarten anzutreffen. In der Regel sind alle diese Böden dürreempfindliche Standorte. Die Eisenschwarten in den Kreide-Sandsteinen können allerdings auch zu zeitweiliger Vernässung im Unterboden führen.

Parabraunerden aus kaltzeitlichem Löss und Sandlöss

>> Braune Böden
mit Tonverlagerung in den Unterboden <<

Parabraunerden aus Löss und Sandlöss sind an das Vorkommen dieser äolischen Sedimente gebunden. Der Löss, ein kaltzeitlicher, grobschluffig-feinsandiger Flugstaub, überzieht das ganze Bergland und erreicht seine größten Mächtigkeiten im Lee der Gebirgszüge, also an den westlichen, nach Osten blickenden Talhängen. In den tieferen Lagen kann der Löss über 1 – 2 m mächtig sein, während die Hochlagen des Berglandes von einem nur noch etwa 0,5 m mächtigen Lössschleier überzogen sind. Dort herrschen „Braunerden aus Lössschleier über Ton-, Sand-, Kalk- und Mergelsteinen“ vor. Vielen Hanglagen und Kuppen fehlt auch durch kaltzeitliches Bodenfließen und durch Bodenerosion als Folge der historischen Landnutzung ihre Lössschicht. Großflächige Lössvorkommen im Bergland sowie die dem Weser-/Wiehengebirge nördlich vorgelagerten Lössstreifen werden auch als Börden, beispielsweise Steinheimer und Warburger Börde, bezeichnet. Nördlich des Wiehengebirgsvorlandes wird der Löss zunehmend sandiger und geht in den Sandlöss über. Dieser wird nördlich des Mittellandkanals wiederum vom Flugsand abgelöst.

Die jüngsten, heute oberflächlich anstehenden Lössschichten sind weichselzeitlich. In den vergangenen 10 000 Jahren hat dieser Löss eine intensive Verwitterung erfahren; es haben sich Parabraunerden gebildet. Zunächst wurde dabei der Kalkanteil von ehemals 10 – 15 Gew.-% durch das Sickerwasser gelöst und in den Untergrund abgeführt. Die Entkalkungsgrenze liegt heute tiefer als 2 m. Der Boden versauerte von der Oberfläche aus und die schluffigen Bodenpartikel zerfielen dabei zu immer kleineren Teilchen und letztlich zu Ton. Dieser wurde dann mit dem Sickerwasser durch das Porensystem in den Unterboden verlagert. Typisch für diese Böden ist eine stets etwa 0,5 m mächtige leichtere Tonauswa-

schungszone über einem – je nach Lössmächtigkeit – bis zu 1 m mächtigen, schwereren Tonanreicherungshorizont (s. Taf. 5). Wegen der primär geringeren Tonmengen im Sandlöss und des größeren Porensystems wird hier der Ton in Form von dünnen, horizontalen, dunkelbraunen Bändern ab 0,6 m Tiefe akkumuliert. Dementsprechend treten Sandlöss- und Lössparabraunerden nur bei Flugstaubmächtigkeiten über etwa 0,7 m auf.

>> Steinalte, ertragreiche Ackerstandorte <<

Wegen ihrer guten Durchlüftung und ihres hohen Wasser- und Nährstoffspeichervermögens bilden die Lössböden neben einigen Auenböden die ertragreichsten Ackerstandorte der Region. Erste Spuren ihrer ackerbaulichen Nutzung stammen aus der Jungsteinzeit, etwa 7 500 Jahre vor heute. Damals war der Löss zumindest in den Trockengebieten, beispielsweise in der Warburger Börde, fast noch bis zur Oberfläche karbonathaltig. Durch die intensive, beinahe ununterbrochene landwirtschaftliche Nutzung und das relativ trockene Klima sind Relikte dieses neolithischen, kalkhaltigen Bodens mit schwarzem, humosem Oberboden erhalten geblieben. Noch heute ist die Verbreitung dieser Schwarzerde-Relikte an der grauschwarzen Färbung der frisch gepflügten Felder zwischen Warburg und Borgentreich zu erkennen. Diese Böden wurden von der Bodenschätzung als sehr ertragreich eingestuft. Bei Lütgeneder in der Warburger Börde lag mit 94 Bodenpunkten das zeitweise höchstbewertete Musterstück der alten Bundesländer.

Als Folge intensiver Tonverlagerung kann das Porensystem in 0,6 m Tiefe so verengt sein, dass nach Starkregen Stauässe in dieser Tiefe auftritt. Um die Befahrbarkeit dieser Pseudogley-Parabraunerden das ganze Jahr zu garantieren, sind viele solche Böden heute im Tonanreicherungshorizont oder direkt darüber gedrängt. Alle Lössparabraunerden sind auch gute Waldstandorte. Unter Pflug sind sie in Hang-

lagen allerdings erosionsanfällig. Beleg hierfür sind beispielsweise die mächtigen Auenlehme der Weser, die großteils aus erodiertem Lössmaterial bestehen.

Podsole aus Flugsand

>> Gebleichte Heideböden <<

Podsole sind der dominierende Bodentyp, der aus Flugsand entsteht. Flugsand findet sich nördlich des Mittellandkanals, westlich von Osnabrück, in der Senne und lokal als Ausblasungsmaterial der Flusstäler am Rand der Auen. Örtlich kommen auch Podsole aus Schmelzwassersand, dem Ausschmelzprodukt der Inlandgletscher, vor. Ähnlich wie der Löss des Berglandes überzieht der Flugsand das Gebiet nördlich des Mittellandkanals in wechselnder Mächtigkeit vom dünnen Schleier bis hin zur mehrere Meter dicken Deckschicht. Örtlich sind auch sichelförmige Dünen entwickelt. Lokale Besonderheit sind die mittelalterlichen und neuzeitlichen Dünen mit Sand/Humus-Wechselschichtung, die durch Winderosion bei der Moor- und Heidekultivierung im Raum Lemförde – Rahden entstanden sind.

Bildtafel 5 Böden

- 1: Parabraunerde aus Löss (Pleistozän) auf einem Plateau nördlich von Borgentreich
- 2: Podsol aus Flugsand (Holozän, Pleistozän) am Südwesthang des Teutoburger Waldes nördlich von Schlagen
- 3: Podsol-Braunerde aus Sandstein (Malm) auf dem Kamm des Wiehengebirges westlich von Lübbecke
- 4: Braunerde aus Lössfließerde (Pleistozän) über Sandstein (Mittlerer Keuper) am Oberhang des Köterbergs zwischen Schmalenberg und Holzminden
- 5: Braunerde aus löss- und steinhaltiger Fließerde (Pleistozän) über Tonstein (Unterer Keuper) auf einem Hang im Lipper Bergland bei Bösingfeld
- 6: Pseudogley aus Lössfließerde (Pleistozän) auf einem Hang nordwestlich von Steinheim
- 7: Rendzina aus Kalkstein (Unterer Muschelkalk) auf einem Geländerücken südöstlich von Horn



Aufgrund der Kornselektion beim Windtransport setzt sich der Flugsand fast ausschließlich aus Fein- und Mittelsand zusammen. Bindigere Partikel wie Schluff und Ton fehlen. Darum haben Podsole nur ein sehr geringes Wasser- und Nährstoffspeichervermögen. Es sind dürregefährdete Standorte mit geringeren, wegen ihrer Trockenheitsanfälligkeit zudem meist unsicheren landwirtschaftlichen Erträgen. Dementsprechend finden sich dort erst vergleichsweise spät intensivere Siedlungsspuren. Podsole aus und unter bronzezeitlichen Grabhügeln belegen die ältesten anthropogen ausgelösten Verheidungsphasen.

Eine intensive landwirtschaftliche Nutzung in Flugsandgebieten war nur durch Konzentrationswirtschaft auf wenigen Flächen möglich, wobei der größte Teil dieser Landschaft im Mittelalter durch Übernutzung mittels Plaggenentnahme, Viehweide und anderem verheidete. Heidepflanzen wie *Calluna*, aber auch Nadelhölzer wie die Fichte fördern durch die Ausscheidungsprodukte ihrer Wurzeln und ihres Streuzerfalls die Verlagerung des Eisens in tiefere Bodenschichten, was in der Bodenaufgrabung deutlich an der Ortsteinbildung im Unterboden und an der aschgrauen, gebleichten Färbung des Oberbodens zu erkennen ist. Typisch sind die meist wellenförmige Oberfläche des rot- bis schwarzbraunen Ortsteinhorizonts im Unterboden und die zapfenartigen Auswüchse zur Tiefe hin (s. Taf. 5). Mit der Verlagerung des Eisens ist eine starke Versauerung sowie eine Humus- und Nährstoffauswaschung in den Ortstein verbunden.

Die großflächige, intensivere landwirtschaftliche Nutzung der Podsole und zugleich die Zerstörung ihrer Horizontfolge begann erst in den vergangenen zwei Jahrhunderten. Der stärker verdichtete Ortstein, der zugleich die Tiefendurchwurzelung begrenzte, wurde beispielsweise durch Dampfpflüge bis in über 1 m Tiefe aufgebrochen. Zur gleichen Zeit wurde das kupfipige Dünenrelief für die ackerbauliche Nutzung eingeebnet.

>> Ertragssicher durch Bewirtschaftung <<

Mit der Mineraldüngung und Bewässerung in der heutigen modernen Landwirtschaft sind auch die Flugsandpodsole ertragssicherere Standorte geworden. Ihre ganzjährige Befahrbarkeit und Bearbeitbarkeit macht dabei Nachteile wie ihr geringes Pufferungsvermögen wett. Unter der Flugsanddecke lagert oft in 0,8 m Tiefe oder tiefer der wasserundurchlässige Geschiebelehm. Bei geringerer Sanddecke reichen typische Staunässemerkmale wie die fahlgraue Färbung und Eisenkonkretionen bis in den Oberboden. Bei den großflächig auftretenden Podsolen nördlich des Wiehengebirges sind die Staunässemerkmale meist erst im tieferen Unterboden zu finden. Dies sind Belege für die bessere Wasserversorgung älterer, tiefer wurzelnder Nutzpflanzen.

Bei Hopsten und Recke lagert vom Grundwasser erfüllter Niederterrassensand unter dem Flugsand. Dort treten Podsole mit Grundwassereinfluss im zweiten Tiefenmeter auf, solche Böden bezeichnet man als Gley-Podsole.

Pseudogleye – Böden auf tonigen Gesteinen der Jura-, Keuper-, Buntsandstein- und Quartär-Zeit

>> Staunässe bis in den Oberboden <<

Pseudogleye sind Böden, die besonders im Frühjahr und Herbst längere Zeit bis in den Oberboden unter Vernässung leiden. Diese entsteht durch eine meist tonige, dicht gelagerte Schicht im Unterboden, die das Sickerwasser staut. Besonders an Unterhängen mit stärkerem Wasserzug über der Stauschicht oder bei ebener oder muldenförmiger Lage sind längerfristige Vernässungen häufig. Im Weser- und Osna-brücker Bergland treten vor allem zwei Schichten als Staukörper für das Sickerwasser auf. Bei Osnabrück und nördlich

des Wiehengebirges ist dies die steinig-grusige, sandig-lehmige bis tonig-lehmige Grundmoräne, die von etwa 0,5 m Geschiebedecksand überlagert ist. Die Vernässung reicht hier meist bis an die Geländeoberfläche. Im Unteren Weserbergland treten in schwach geneigten Lagen etwa 0,5 m mächtige Lössschleier über dicht gelagerten, steinig-grusigen, tonig-lehmigen Fließerden auf, die aus Löss und Verwitterungsprodukten insbesondere der unterlagerten Tonsteine der Jura-Zeit bestehen (s. Taf. 5). Östlich der Weser, im Solling, treten auch Ton- und Schluffsteine der Buntsandstein-Zeit und östlich an das Eggegebirge angrenzend Ton- und Mergelsteine aus der Keuper-Zeit im Untergrund auf. Diese Böden aus Löss über Fließerde sind in ihrer Schichtenfolge und Körnung den zuvor beschriebenen „Braunerden aus Lössschleier über Ton-, Sand-, Mergel- und Kalkstein“ sehr ähnlich. Wesentlicher Unterschied ist die Vernässung bis in den Oberboden und die meist tonig-lehmige Ausprägung der Fließerde im Unterboden.

>> Dränung tut not <<

Pseudogleye sind wegen der zeitweiligen Vernässung nach Niederschlägen längere Zeit nicht befahrbar und somit keine natürlichen Ackerstandorte. Sie erfuhren erst mit der frühindustriellen Erzeugung von Dränrohren im 19. Jahrhundert eine rasante Nutzungsänderung. So wurden innerhalb von nur zehn Jahren zwischen 1850 und 1860 insgesamt 1/9 aller landwirtschaftlichen Nutzflächen in Lippe dräniert. Parallel hierzu legte man Gräben an, um das Dränwasser in den nächstgelegenen Bach abzuleiten. Die Dränrohre wurden dabei meist auf den nur gering wasserdurchlässigen Staukörper in etwa 0,6 m Tiefe gelegt. Auch im morphologisch nur schwach gegliederten Flachland nördlich des Weser-/Wiehengebirges wurden im Rahmen von Flurbereinigungen des 20. Jahrhunderts große Flächen trockengelegt. Oft waren damit auch größere Bodenbewegungen verbunden.

Auenböden aus holozän-zeitlichen Flussablagerungen

>> Hochwassergefährdete Standorte <<

Auenböden sind im Weser- und Osnabrücker Bergland aus den Ablagerungen der Flüsse wie Weser, Werre, Else, Emmer, Diemel, Nethe und Twiste entstanden. Charakteristisch für Auenböden sind einerseits das vom Flusswasserspiegel abhängige, stark schwankende Grundwasser mit potenzieller Überflutungsfahrer und andererseits holozäne Auensedimente als Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Da die Auenböden großteils aus erodiertem Lössmaterial der angrenzenden Hänge und Seitentäler hervorgegangen sind, dominiert auch in ihnen der humose, lössbürtige, tonige Schluff. In Teilen der Weseraue bei Höxter ist dieses Sediment nach archäologischen Funden oft bis in etwa 1 m Tiefe mittelalterlich oder jünger. Unter dem örtlich mehrere Meter mächtigen Auenlehm folgt im Wesertal meist karbonathaltiger, kiesiger oder lehmiger Sand der Niederterrasse.

Morphologisch heute nicht mehr zu erkennen sind die zahlreichen verlandeten Mäanderschlingen der Weser. Dort treten im zweiten Tiefenmeter oft tonige Sedimente auf, die bronzezeitlich und älter sind. Über diesen staut sich das Sickerwasser. So kommt es über Altarmen sowie am oft tiefer gelegenen Auenrand häufig zu Grund- oder Stauwassereinfluss im Unterboden. Dies gilt teilweise auch für die Böden in den Flütten, den flach eingetieften schmalen Rinnen bei Höxter, die Relikte historischer Hochwässer aus dem 14. Jahrhundert sind.

>> Landwirtschaft kontra Naturschutz <<

In flussferneren Auenbereichen, die viele Jahrhunderte lang von Erosion oder Akkumulation verschont geblieben sind, hat die Bodenbildung das Stadium der Tonverlagerung erreicht. So sind im Wesertal Auenparabraunerden entstanden. In den alljährlich überfluteten Bereichen am Weserufer,

die nicht vom Deich geschützt sind, treten die jüngsten, oft sandig-schluffigen Auen-sedimente auf. Das Sickerwasser konnte wegen der kontinuierlichen Materialzufuhr den Kalk nicht in den Untergrund abführen. Je nach Alter und Verwitterung der Auen-sedimente finden sich dementsprechend in Wesernähe meist gut durchlüftete, locker gelagerte Auenböden, während in der Auenrandsenke Auengleye oder Auenpseudogleye dominieren. Dort herrscht auch Grünlandnutzung vor, während sich auf den höher gelegenen, nur noch selten überfluteten Auenbereichen Ackerflächen durchgesetzt haben. Wegen ihrer guten Wasser- und Nährstoffspeicherkapazität sowie ihrer meist guten Durchlüftung zählen die Auenböden zu den ertragreichsten Ackerstandorten des Berglandes, sodass Ernteverluste bei sporadischem Hochwasser in Kauf genommen werden. Zur intensiveren Acker-nutzung werden die Flächen gedränt und bei Verdichtungen im Unterboden bis zu 0,8 m tief gelockert. In den letzten Jahren wurden große Auenflächen als Naturschutzgebiete ausgewiesen und somit vor anthropogenen Veränderungen geschützt.

Die für die Weseraue beschriebene Boden-gesellschaft lässt sich prinzipiell auch auf die anderen Flussauen übertragen, auch wenn jede Aue Besonderheiten aufweist. So sind die Böden der Netheae fast durchgehend karbonathaltig und oft mit Schneckenschalen durchsetzt. In der Begaue treten zahlreiche von Auenlehm überdeckte Niedermoore auf. Generell wurde der Grundwasserstand in den kleineren Fluss-tälern in den vergangenen Jahrhunderten kleinräumig durch Wehre und den Wasser-mühlenbetrieb beeinflusst. Mittlerweile sind diese in der Regel wieder abgebaut.

Gleye

>> (Fast) vollständig
von Grundwasser erfüllte Talböden <<

Gleye sind Böden, deren Eigenschaften und Nutzung vom Grundwasser dominiert werden. Dieses steht auch während der

Vegetationszeit im Sommer im obersten Meter unter Flur. Hierdurch herrschen Sauerstoffarmut und reduzierte Verhältnisse im Unterboden, die zu grauen Farbtönen führen. Über diesem Bereich, bis etwa 0,8 m unter Geländeoberfläche, bleiben die im Wasser gelösten Stoffe bei der Verdunstung zurück, sodass rostrote Eisenverbindungen angereichert werden. Diese Farbverteilung – rostroter Horizont über grauem Unterboden – ist charakteristisch für Gleye. Besonders eisenreiche Inkrustierungen sind örtlich als Raseneisenstein zur Erzgewinnung abgebaut worden.

Gleye aus fluviatilen, tonig-schluffigen, lössbürtigen Ablagerungen treten flussbegleitend am Oberlauf von Hase, Werre und Bega auf. Sie sind dort eng mit den Talböden mit tieferen Grundwasserständen vergesellschaftet. Je nach Überflutungsgefahr und Grundwasserflurabstand herrschen Grünland oder Ackerflächen vor. Typische Gleye müssen zur Ackernutzung dräniert werden. Sie sind wegen des langfristig hohen Grundwasserstandes nur bei Zeiten mit tieferem Grundwasser bearbeitbar.

Bei den Gleyen wirkt der vom Grundwasser erfüllte Unterboden als Wurzelbarriere. Im Gegensatz zu den Sandgleyen besitzen die Gleye aus Löss nur eine mittlere, häufig auch eine geringe Wasser- und Luftdurchlässigkeit.

Große Gleyflächen sind vor allem in der Norddeutschen Tiefebene, dem nördlichen Weser-/Wiehengebirgsvorland sowie im Bereich von Rheine anzutreffen. Hier treten teilweise mächtige, meist fein- bis mittelsandige, fluviatile Sedimente, Verschwemmungsablagerungen sowie sandige Ablagerungen des Inlandeises auf, die in nur schwach geneigten muldigen Lagen großflächig bis nahe der Bodenoberfläche mit Grundwasser erfüllt sind. Im Norden beträgt die Sandmächtigkeit meist über 2 m, während im Bergland, wie bei Ibbenbüren, oft der Geschiebelehm im zweiten Tiefenmeter erbohrt wurde. Wegen des lebhaften Kleinreliefs finden sich typische Gleye sowie

Gleye mit Torfauflage in Senken und Podsol-Gleye in leicht erhöhten Lagen in stetigem Wechsel. Die intensive Inkulturnahme und Melioration der Grundwasserböden begann mit der Auflösung der gemeinschaftlich genutzten Flächen, der Markenteilung. So verdoppelte sich die landwirtschaftliche Nutzfläche Lippes zwischen 1783 und 1883.

Moore

>> Nasse Böden aus Pflanzenresten <<

Moore sind organische Böden, die aus mehr als 0,3 m mächtigen Torflagen bestehen. Der Torf setzt sich aus abgestorbenen Teilen von feuchtigkeitsliebenden Pflanzen wie Schilf, Seggen oder Moosen zusammen. Man unterscheidet Niedermoore, die vom Grundwasser versorgt werden, und Hochmoore, die – gespeist vom Regenwasser – über die Geländeoberfläche schildförmig aufwachsen.

Niedermoore entstehen durch das Verlanden nährstoffreicher Gewässer aus den Resten der darin wachsenden Pflanzen. Im Weser- und Osnabrücker Bergland findet man zahlreiche kleinere Niedermoore oder deren Relikte in Bachtälern und feuchten Niederungen. Großflächig kommen diese in Gesellschaft der Hochmoore unter anderem bei Lemförde (Oppenweher Moor) sowie im Großen Torfmoor bei Minden und im Vinter Moor am Mittellandkanal vor. Die Torfmächtigkeit beträgt meist 0,3 – 1 m. Im Vinter Moor dominieren Erlenbruch- und Seggentorfe. Großflächig sind Kalkmudden zwischengeschaltet. Im Vinter Moor und bei Lemförde ist im Untergrund Sand vorhanden, während der Untergrund im Großen Torfmoor aus lehmig-schluffigem, lössbürtigem Material besteht.

Die Niedermoorflächen wurden von der Landwirtschaft überwiegend extensiv als Grünland genutzt, bis in der Neuzeit intensive Entwässerungsmaßnahmen die Torfzersetzung und -sackung verursachten und damit die Zerstörung kleinerer Moore ein-

läuteten. In Ackernutzung wird die Torfdecke rasch abgebaut. Heute stehen die erhaltenen Moore weitgehend als seltene Feuchtlebensräume unter Naturschutz.

>> Erst zerstört, dann geschützt <<

Das Große Torfmoor und das Vinter Moor weisen in ihrem Zentrum Hochmoore auf. Diese sind aus den Zersetzungsprodukten typischer Hochmoorpflanzen wie Torfmoos entstanden. Die Torfmächtigkeit beträgt im Großen Torfmoor meist über 2 m, im Vinter Moor schwankt sie stark in Abhängigkeit von den anthropogenen Eingriffen.

Wie das Niedermoor sind die Hochmoorböden erst nach Entwässerung bedingt trittfest. Im Gegensatz zum Niedermoor weist das Wasser der Hochmoore geringe Sauerstoffgehalte und sehr niedrige pH-Werte auf. Dementsprechend spielte die landwirtschaftliche Nutzung dieser Flächen stets nur eine sehr geringe Rolle. Während das Torfstechen, beispielsweise zur Brennmaterialgewinnung, viele hundert Jahre alt ist, kam die Moorbrandkultur im Osnabrücker Land erst um 1700 auf. Hierbei wurde nach Abbrennen des Moores 4 – 5 Jahre lang Buchweizen, eine anspruchslose Knöterichpflanze, ausgesät. Danach fiel die Fläche brach.

Die Entwässerung und der frühindustrielle Torfstich haben in den letzten Jahrhunderten zu weitreichender Hochmoorzerstörung geführt. Flachere Torfschichten wurden oft mit bis über 1 m tief greifenden Pflügen mit dem sandigen Unterboden durchmischt. Auch die in der Abbildung 49 dargestellten Moorflächen waren teilweise von Torfstich und Tiefkulturmaßnahmen betroffen. Bei Stewede haben historische Eingriffe in das Moor zur Auswehung von Torfpartikeln und zur Aufwehung von etwa 1,5 m hohen Humusdünen (Große Leverner Schanze) geführt. Heute stehen die verbliebenen Hochmoorflächen weitgehend als seltene nasse und nährstoffarme Lebensräume unter Naturschutz.

Plaggenesche

>> Auftragsböden
mittelalterlicher Landwirtschaft <<

Plaggenesche gehören zu den anthropogenen Böden. Diese sind durch tief reichende menschliche Bodenveränderungen entstanden, die zu einer Zerstörung der natürlichen Bodenhorizontabfolge führten. Im vorgegebenen Maßstab der Abbildung 49 wurden alle Böden mit anthropogen verursachter, tief reichender Humosität zu den Plaggeneschen zusammengefasst. Daneben gab es noch andere tiefe Bodeneingriffe wie die Wölb-Äcker des 16. Jahrhunderts, die beim Einplanieren zu ähnlich tief reichend humosen Böden führten. In der Bodenaufgrabung sind diese heute nicht mehr vom Plaggenesch zu unterscheiden. Bei der Plaggenwirtschaft wurden zunächst mit der Plaggenhacke etwa 5 cm mächtige Plaggen aus gut durchwurzeltem, humosem Oberboden auf Öd- und Heideflächen gewonnen wurden. Das gemeinschaftlich bewirtschaftete Ackerland, der Esch, wurde damit gedüngt, nachdem die Plaggen zuvor im Viehstall als Einstreu genutzt, mit Dung vermischt und kompostiert worden waren. Dieses Verfahren wurde wegen der Nährstoffarmut der Flugsande und glazialen Sande besonders auf hochwassersicheren Terrassenflächen und anderen meist höher gelegenen Sandböden durchgeführt, wie sie großflächig im Münsterland sowie nördlich des Mittellandkanals und westlich von Osnabrück auftreten.

Plaggen war jahrhundertlang die Grundlage für den alljährlichen Getreidebau. Ansonsten waren im Mittelalter zur Erholung der Ertragskraft der Böden turnusmäßige Brachjahre üblich (Dreifelderwirtschaft).

>> Ackerstandorte aus Menschenhand <<

In Abbildung 49 sind einige Plaggeneschflächen im Osnabrücker Land ausgewiesen. Sie liegen meist in leicht erhöhter Lage und heben sich durch den Bodenauftrag nicht selten zusätzlich mit einer Gelände-

kante ab. Der meist graue, humose, sandige Auftrag erreicht bis zu 1 m. Oft werden Podsole aus Sand von Plaggenesch überlagert. Diese Konzentrationswirtschaft erlaubte den alljährlichen Roggenbau auf diesen eigentlichen Sandböden. Zur Plaggenentnahme dienten die umliegenden Wald- und Heideböden. Zur jährlichen Düngung einer Eschfläche war oft das Dreißigfache an Entnahmeflächen von Heide- oder Kiefernland notwendig. Dies führte wiederum zur Verarmung und Verheidung der Entnahmeflächen und begünstigte die Ausbreitung der Besenheide (*Calluna*) als Pionierpflanze und die Podsolierung dieser Böden.

Grasbewachsene Grünplaggen aus den feuchten Talböden konnten dagegen alle vier Jahre gewonnen werden. Sie waren auch wegen ihres höheren Nährstoffgehalts stark begehrt.

Die Plaggenwirtschaft begann in größerem Stil etwa um 1 000 n. Chr. Mit der gewachsenen Dichte an Siedlern und der Aufteilung der gemeinsam genutzten Heide- und Waldflächen um 1770, der Markenteilung, standen nicht mehr ausreichend Plaggen zur Verfügung. So führte die Übernutzung im Amt Vörden, Kreis Osnabrück, noch um das Jahr 1800 zu 580 ha vegetationslosen Flugsandflächen. Bei Iburg, Wehe und Hunteburg sowie im Hasetal schichtete der Wind den erodierten Flugsand noch am Ende des 18. Jahrhunderts zu Dünen auf.

Heute sind die Eschflächen bevorzugte Ackerstandorte. Sie sind als Sandböden jederzeit bearbeitbar und gut durchlüftet. Esche ohne Grund- oder Stauwassereinfluss im Unterboden sind trockenheitsanfällig.

Lagerstätten

(G. Drozdewski & J. Farrenschon & D. Juch & K. Skupin)

>> Das Weser- und Osnabrücker Bergland – eine Stein-reiche Region <<

Die bedeutendsten Lagerstätten im Weser- und Osnabrücker Bergland sind die der oberflächennahen mineralischen Rohstoffe – der so genannten „Steine und Erden“. In der Region sind insbesondere Kalk-, Sand- und Tonsteine sowie Sand und Kies von Bedeutung, die zum Teil bis weit nach Norddeutschland geliefert werden.

Daneben gibt es noch Kohlen-, Kohlenwasserstoff-, Salz-, Sole- und Erzlagerstätten

(s. Abb. 50), von denen allerdings nur die der Kohlen, der Kohlenwasserstoffe und der Sole eine größere wirtschaftliche Rolle spielen.

Steine und Erden

Kalkstein

Die im Teutoburger Wald anstehenden Kalk- und Mergelkalksteine aus der Oberkreide-Zeit sind die Basis der Kalk- und

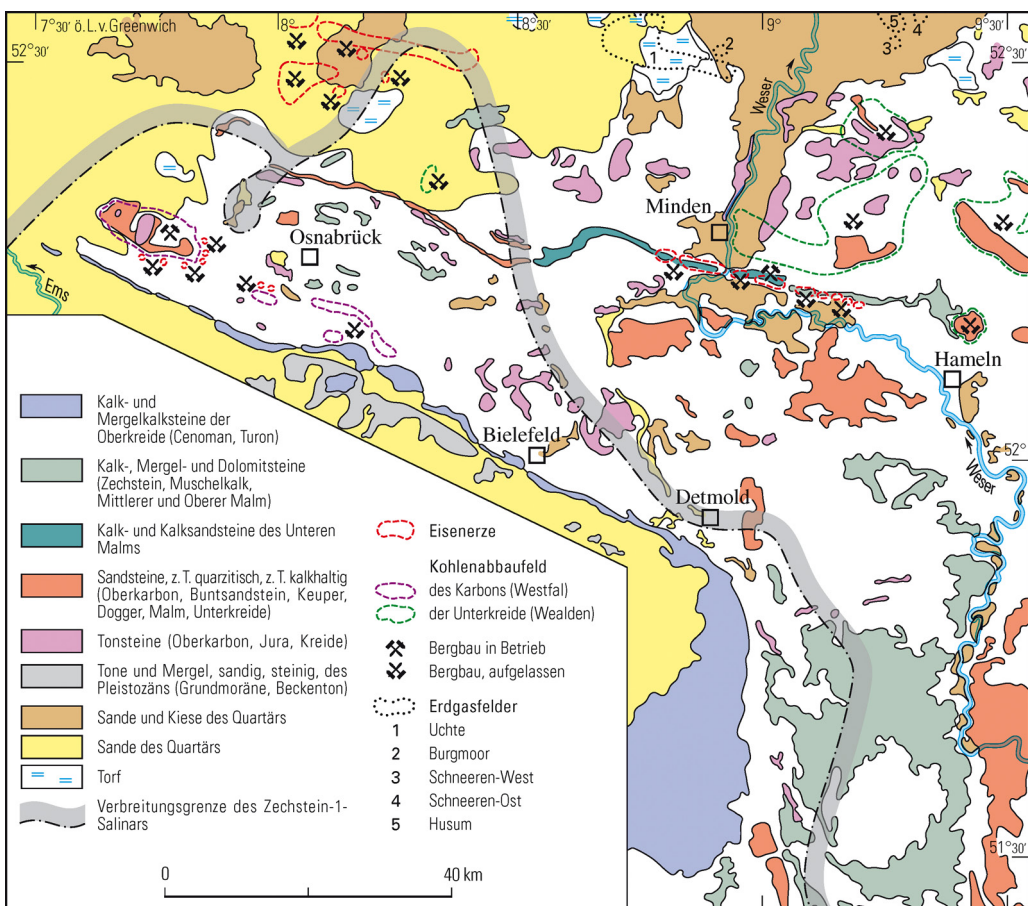


Abb. 50 Oberflächennahe Rohstoffe im Weser- und Osnabrücker Bergland

Zementindustrie. Grundsätzlich sind im Hinblick auf ihre Verwendung die Kalksteine mit über 90 % CaCO_3 von den Mergelkalksteinen mit 70 – 90 % CaCO_3 zu unterscheiden. Die hochreinen Kalksteine der Cenoman-Zeit eignen sich bevorzugt für Branntkalkprodukte, während die Mergelkalksteine aus der Cenoman- und der Turon-Zeit ideale Zementrohstoffe sind.

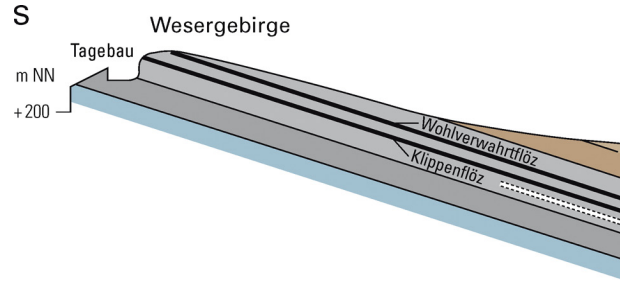
Der Cenoman-Kalk ist nur 30 – 50 m mächtig und kommt daher bei steiler Lagerung, wie sie im Teutoburger Wald verbreitet auftritt, nur beschränkt für einen Abbau infrage. Die cenoman- und turonzeitlichen Mergelkalksteine sind dagegen insgesamt wesentlich mächtiger.

Schwerpunkt des Kalksteinabbaus im Teutoburger Wald ist Lengerich. Die hier gewonnenen Karbonatsteine sind Ausgangsprodukte für die Herstellung von Standard- und Sonderzementen, Baukalk und Kalksteinmehl. In weiteren Betrieben am Teutoburger Wald (Halle, Lienen, Rheine) werden Baukalke, Düngemittel und Produkte für den Umweltschutz sowie Baustoffe wie Splitt und Schotter hergestellt.

Den Kamm des Weser-/Wiehengebirges bauen Kalksteine, Kalksandsteine und Quarzite des Malm auf. Der Gesteinsab-



Abb. 52 Korallenoolith (Malm) im Steinbruch der Schaumburger Steinbruch KG bei Steinbergen



Im Wesergebirge werden auf nordrhein-westfälischem Gebiet nur noch die bis zu 10 m mächtigen „Klippenkalke“ des Korallenooliths gemeinsam mit dem eisenreichen, 3 – 7 m mächtigen „Klippenflöz“ von der Grube Wohlverwahrt-Nammen abgebaut (Abb. 51). Auf niedersächsischem Gebiet existieren jedoch zwischen Bückeburg und Bad Münden noch fünf weitere Betriebe in Malm-Kalksteinen (Abb. 52). Sie verarbeiten die Kalksteine überwiegend zu Baustoffen für den Tief- und Hochbau, zum Teil auch zu Düngemitteln.

Von den Kalksteinen der Muschelkalk-Zeit wird heute im Wesentlichen der bis zu 20 m mächtige, dickbankige Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks abgebaut. Als verwitterungsbeständiges, festes Gestein war er der bevorzugte Werkstein für den örtlichen Bedarf und wurde in zahlreichen Steinbrüchen im südlichen Teutoburger Wald und im östlichen Vorland des Eggegebirges gewonnen. Heute wird er nur noch in wenigen Betrieben bei Talle, Alverdissen, Barntrup, Lügde, Bremerberg, Vahlbruch, Detmold, Vörden, Erkeln und Niesen sowie bei Osnabrück zu Schotter und Splitt für den Straßenbau gebrochen (Abb. 53).

Eine Besonderheit sind die den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in einem schmalen Band begleitenden Zechsteinkalksteine und -Dolomite. Sie werden schon sehr lange Zeit als Bausteine und als Rohstoff für Branntkalk genutzt. Ein Abbau-schwerpunkt war in früheren Zeiten der Raum Marsberg. Heute gewinnen nur noch zwei Steinbrüche am Bilstein (Randkarbonat der Werra-Folge, Plattendolomit der Leine-Folge) Splitt als Straßenbaumaterial und als Zuschlag für Leichtbeton, in zunehmendem Maße auch als Düngekalk.

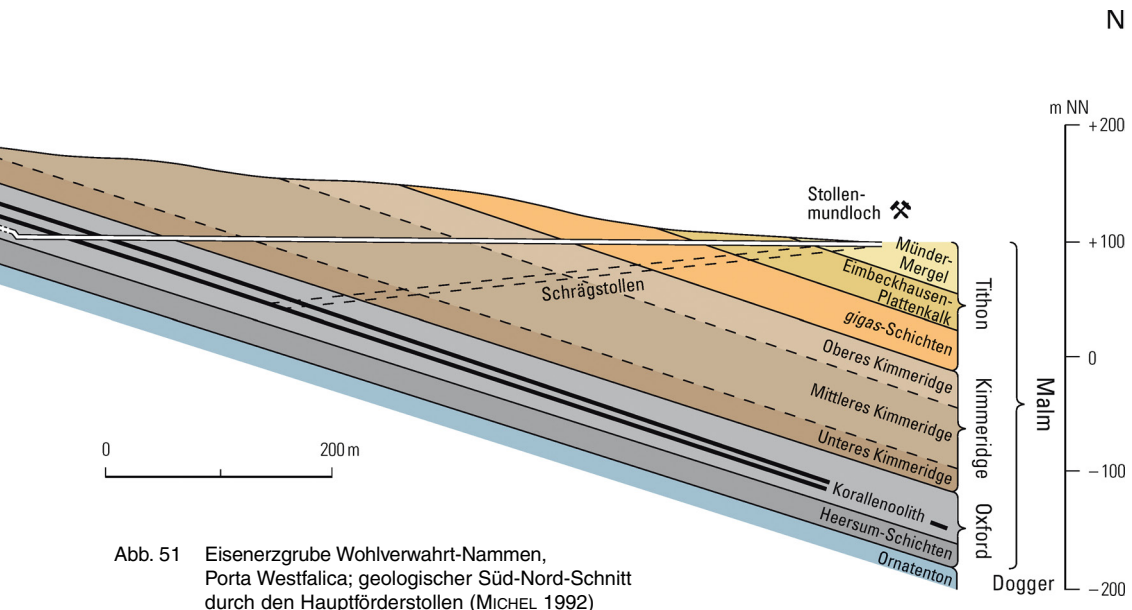


Abb. 51 Eisenerzgrube Wohlverwahrt-Nammen, Porta Westfalica; geologischer Süd-Nord-Schnitt durch den Hauptförderstollen (MICHEL 1992)

In einem Bachlauf südlich von Vlotho kommt es durch kalk- und kohlenstoffhaltige Wasseraustritte in nahe gelegenen Erdfallquellen zur Bildung des so genannten Horststeins, einer Sinterkalkausscheidung. Bereits im späten Mittelalter wurde das stark verfestigte, relativ leichte Gestein als Werkstein abgebaut. Bis 1918 gab es hier noch fünf Steinbrüche. Aus dem Material wurden zahlreiche Häuser und Grotten zumeist in der näheren Umgebung errichtet. Urkunden belegen aber auch den Schifftransport des Sinterkalksteins nach Minden und bis nach Berlin.

Sandstein

Im nördlichen Stadtgebiet von Osnabrück werden am Piesberg quarzitisches Sandsteine des Oberkarbons abgebaut. Sie wechsellagern mit Tonsteinen und Steinkohlenflözen. Das im Handel als Karbon-Quarzit bezeichnete Gestein verdankt seine hohe Festigkeit einer intensiven Verkieselung, die die Folge einer tiefen Versenkung in der Kreide-Zeit ist oder – wie früher angenommen – auf den Einfluss eines magmatischen Intrusivkörpers, des so genannten

Plutons von Bramsche, zurückzuführen ist. Die Lagerstätte ist durch einen über 2 km² großen Steinbruch vollständig aufgeschlossen. Die quarzitisches Sandsteine werden zu Splitt und Brechsand sowie Wasserbausteinen verarbeitet. Die Jahresproduktion beträgt ca. 1,5 Mio. t. Wegen der hohen Qualität wird der Piesberger Karbon-Quarzit im gesamten norddeutschen Raum abgesetzt. In der Vergangenheit spielte die



Abb. 53 Im Steinbruch Vollmer bei Talle werden die Kalksteine des Oberen Muschelkalks abgebaut

Verwendung als Bord- und Pflasterstein sowie als Naturwerkstein für Bauzwecke wie für die Kirchen von Wallenhorst oder St. Peter in Osnabrück eine bedeutende Rolle.

Weitere wichtige Sandsteinvorkommen liegen auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle. In dem Karbon-Horst tritt flözführendes Oberkarbon mit nutzbaren Sand- und Tonsteinen zutage. In einem Betrieb am Dickenberg bei Uffeln und einem weiteren am nahe gelegenen Kälberberg werden bedeutende Mengen an Sandsteinen für den Wasser- und Straßenbau gewonnen.

Weitere Steinbrüche liegen am Südrand des Karbon-Horstes. Der hier anstehende Sandstein eignet sich als Werkstein, sofern er in großen, sägefähigen Blöcken gewonnen werden kann. Gesucht sind Steine mit einem warmen, schwach bräunlichen Farbton und einer ringförmigen oder schlierigen braunen Zeichnung (Abb. 54). Es werden Verblendsteine, Platten für den Innen- und Außenbereich, Kaminverkleidungen, Kachelofenplatten und andere Werksteinerzeugnisse daraus hergestellt.

Die Sandsteingewinnung auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle erfuhr in der Gründerzeit des 19. Jahrhunderts einen großen Aufschwung. Dank des inselartigen Vorkommens und der äußerst verkehrsgüns-

tigen Lage haben die dortigen Sandsteine für die Versorgung des nordwestdeutschen Raumes eine große Bedeutung. Der Sandstein wurde vor allem bei Kommunalbauten sowie beim Bau der Binnenschiff-fahrtswege und von deren Häfen eingesetzt.

Eine Werksteingewinnung aus den Sandsteinvorkommen des Mittleren Buntsandsteins findet derzeit nur bei Bodenwerder, im Gebiet zwischen Holzminden und Eschershausen sowie im Raum Bad Karlshafen statt. Dort wird der „Rote Wesersandstein“ der Solling-Folge in 18 Gewinnungsbetrieben zur Herstellung von Pflastersteinen, Trockenmauersteinen und anderen Werksteinen sowie zur Dacheindeckung („Solling-Platten“) abgebaut.

Kaum noch genutzt wird der Schilfsandstein des Mittleren Keupers, der früher in mehreren großen Brüchen entlang der Weser zwischen Erder und Vlotho sowie in der Gegend von Herford (Schwarzenmoor) und Bad Salzuflen (Vierenberg) abgebaut wurde. Große Bedeutung hatten insbesondere die Vorkommen entlang der Weser wegen der dort vorhandenen Verschiffungsmöglichkeiten. Heute findet nur noch ein Abbau der rotbraunen Farbvarietät in einem Steinbruch in Vlotho zur Kunst- und Formsteinherstellung statt.

Der quarzitische Hauptsandstein des Oberen Keupers, auch Rhät-Quarzit genannt, wurde früher in größeren und kleineren Steinbrüchen in Lippe, an der mittleren Weser zwischen Hameln und Vlotho sowie bei Herford abgebaut.

Früher häufig genutzt wurde auch der Porta-Sandstein des Doggers, aus dem beispielsweise das 86 m hohe Kaiser-Wilhelm-Denkmal am Wittekindsberg in Barkhausen erbaut worden ist. Hierbei handelt es sich um einen wechselnd graubraunen bis bräunlich grauen, grobkörnigen Sandstein, der recht verwitterungsbeständig ist und vor allem im 19. Jahrhundert als Baustein über Minden hinaus Verwendung fand. So wurde er beispielsweise beim Bau des Mindener und des Bremer Doms sowie der



Abb. 54 Platte aus Karbon-Sandstein (Westfal C) im Steinbruch Schwabe bei Ibbenbüren

Festung Wesel verwandt. Der Porta-Sandstein wurde beiderseits der Weser (Jakobsberg, Wittekindsberg) zuerst im Tagebau abgebaut. Später trieb man auch Stollen in den Berg, um den großen Bedarf zu decken. Anfang des 20. Jahrhunderts wurde er jedoch mehr und mehr durch den härteren Obernkirchen-Sandstein (Bückeberg-Folge, Unterkreide) verdrängt; sein Abbau wurde im Jahre 1913 eingestellt.

Der graubraune Obernkirchen-Sandstein wird am Süd- und Nordrand der Bückeberge im Raum Obernkirchen – Stadthagen sowie in den Rehburger Bergen gewonnen. Er wird besonders als Werkstein für Bildhauerarbeiten, Hoch- und Monumentalbauten, Unterwasserbauten sowie für Bord- und Pflastersteine verwendet. Als sehr verwitterungsbeständiger, universell einsetzbarer Werkstein hat er überregionale Bedeutung.

Eine weitere Sandstein-Lagerstätte liegt nordwestlich von Bramsche am Gehn, wo quarzitische Sandsteine des Malms in einem Steinbruch abgebaut werden.

Nur noch historische Bedeutung haben die Vorkommen des früher wichtigen Osning-Sandsteins der Unterkreide. Dieser bis 40 m mächtige Sandstein bildet im Teutoburger Wald weitgehend die höchsten Erhebungen. Er wurde früher entlang dem Teutoburger Wald und dem Eggegebirge in zahlreichen Brüchen gewonnen (Velmerstot südlich von Horn, Grotenburg bei Detmold, Senneberg und Hünenburg bei Bielefeld, Große Egge bei Halle, Dörenberg bei Bad Iburg). Als leicht verfügbarer Werkstein mit einer guten Bearbeitbarkeit fand er häufig Anwendung bei sakralen und profanen Bauten den gesamten Gebirgskamm entlang.

Basalt

Von den wenigen Basaltvorkommen im Oberen Weserbergland wird gegenwärtig keines ständig zur Gewinnung von Straßen- und Wegebaumaterial genutzt. In der

Vergangenheit wurde jedoch an verschiedenen Stellen Basalt abgebaut, zum Beispiel am Hohen Berg östlich von Bühne, am Hüssenberg südwestlich von Eissen und im Weißholz südlich von Lütgeneder.

Tonstein und Ton

Die Tonsteine des Oberkarbons auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle zeichnen sich häufig durch hohe Reinheit aus. Sie sind daher Grundlage einer bedeutenden Ziegelindustrie. Die Tonsteine, insbesondere die der roten Schichten des Westfals D, eignen sich für die Herstellung von Klinkern, vor allem von Pflasterklinkern. Darüber hinaus sind die oberkarbonischen Tonsteine ein gesuchter Zuschlagstoff für die Ziegeleierzeugnisse aus Tonmaterial anderer Herkunft. Zahlreiche Ziegeleien im In- und Ausland werden daher mit diesem Rohstoff beliefert.

Der wachsende Druck auf die Steine-und-Erden-Industrie hat zu einer verstärkten Kooperation der verschiedenen Betriebe untereinander geführt. So werden auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle in Wechselagerung auftretende Sand- und Tonsteine insgesamt hereingewonnen und der jeweils betriebsfremde Rohstoff wird an andere Unternehmen verkauft.

Die Tonsteine des Mesozoikums liefern einen Großteil der Rohstoffe für die Ziegelindustrie der Region, wobei die Tonsteine des Oberen Buntsandsteins (bei Bonenburg), des verwitterten Unteren Gipskeupers (bei Kalletal-Hohenhausen), des Oberen Keupers (südlich von Krankenhagen), der Unterkreide (Valangin, Hauterive; Stadthagen, Obernkirchen, Bückeberg, Loccum, Wiedensahl, Südfelde, Twiehausen) sowie die Tone des Oligozäns und der Abschwemm Massen des tiefen Mittel- und des Unterpleistozäns in Subrosionssenken (z. B. Blomberg-Hohedömsen, Kalletal-Hohenhausen) zumeist nur eine lokale Bedeutung haben. Dies gilt auch für die Ton- und Schluffablagerungen des jüngeren Quartärs, insbesondere den Bänderton

und die Grundmoräne (Geschiebemergel der Saale-Kaltzeit), die Löss der Weichsel-Kaltzeit und die holozänzeitlichen Schwemm- und Auenlehme.

Die größte Verbreitung und Bedeutung haben die Tonsteine aus der Jura-Zeit. Im Raum Osnabrück (Unterer Dogger des südlichen Wiehengebirgsvorlandes) und im Raum Bielefeld (Mittlerer Lias der Herforder Lias-Mulde) hat sich auf der Basis dieser Tonsteine eine bedeutende Ziegelindustrie mit zahlreichen Gewinnungsstätten entwickelt. Aufgrund der weiten Verbreitung jurassischer Tonsteine ist die Vorratssituation gut, allerdings können sich höhere Kalk- und Schwefelgehalte ungünstig auswirken. Deshalb werden bevorzugt die oberflächennahen, verwitterten Lagerstätten ausgebeutet.

Kies und Sand

>> Rinnen und Täler
als Sammelbecken von Kies und Sand <<

Große Bedeutung hat der Talkies der Weser-Niederterrasse im Raum Rinteln und zwischen Minden und Stolzenau. Insbesondere das Auskiesungsgebiet um Minden hat sich zu einem Schwerpunkt der Kies- und Sandgewinnung entwickelt. Die Mächtigkeit der bauwürdigen Kiese und Sande beträgt durchschnittlich 10 m. Das im Nassabbau gewonnene Terrassenmaterial der Weser gehört zu den qualitativ besten Zuschlägen für Beton und Mörtel. Die mittleren Kiesgehalte nehmen von ca. 60 % bei Hameln über 53 % in Rinteln auf 40 % in Stolzenau ab. Es werden jährlich ca. 8 Mio. t abgebaut. Davon werden etwa 1,5 Mio. t Kies und Sand überregional, etwa bis nach Bremen, den Unterweserraum, Hannover und Berlin, versandt.

Eine Reihe kleinerer Gewinnungsstellen von Kies und Sand gibt es in den Tälern von Bega, Werre und Diemel.

Schmelzwasserablagerungen der Saale-Kaltzeit werden vor allem an der Porta Westfalica zwischen Vennebeck und Toden-

mann, südlich von Rinteln bei Möllenbeck-Krankenhagen, zwischen Schwagsdorf, Driehausen und Venne am Nordrand des Wiehengebirges, im Bereich Westerkappeln und Halen sowie bei Augustdorf am Fuße des Teutoburger Waldes gewonnen. Bei dem trocken abgebauten „Bergkies“ bei Möllenbeck-Krankenhagen handelt es sich um bis zu 60 m mächtige kaltzeitliche Eisstausee-Ablagerungen des Porta-Gletschers. Im Mittel ist dort mit etwa 50 % Kiesanteil zu rechnen.

Trotz begrenzter Ausdehnung und häufig wechselnder Korngrößenverteilung werden weitere Kies- und Sandvorkommen aus saalezeitlichen Schmelzwasserablagerungen wirtschaftlich genutzt. Hier ist insbesondere der Ravensberger Kiessandzug im Raum Eickum und Muckum bei Bünde zu nennen, wo relativ reine Sande in bis zu 10 m tiefen Gruben für die Kalksandsteinproduktion als Bausand oder Schüttgut gewonnen werden. Des Weiteren haben der Kame des Limbergs nordöstlich von Melle, der Frotheimer Kiessandzug zwischen Rahden und Hille sowie der Kamezug von Bad Laer-Glandorf wirtschaftliche Bedeutung. In Letzterem wird aus drei Gruben ein hochwertiger Bausand gefördert, der ebenfalls in der Kalksandsteinindustrie Verwendung findet.

Die Kies führenden Sande der Stauchmoräne Dammer Berge dienen als Bausande und Zuschlagstoffe für die Asphaltmischgut- und Betonherstellung und bilden bei einem Werk die Basis für die Kalksandsteinproduktion. Der Großraum Osnabrück greift zunehmend auf diese Ressourcen zurück.

Nur noch historische Bedeutung haben dagegen die ehemals umfangreichen Quarzsandabgrabungen an sechs Standorten im Raum Dörentrup. Seit etwa 1780 wurde der weiße Fein- und Mittelsand des Miozäns – zunächst vorwiegend zur privaten Nutzung als Streusand für Wohnstuben – abgegraben. Die erste Sandgrube wurde um 1830 angelegt, 1969 wurde die Förderung endgültig eingestellt, das Vor-

kommen war weitgehend abgebaut. Der chemisch reine Quarzsand mit 99,85 % Kieselsäure gehörte zu den hochwertigsten Quarzsandlagerstätten in Europa. Das Material fand als Glas- und Gießerei- sowie als Mauersand Verwendung. Schlechtere Qualitäten wurden zur Herstellung von feuerfesten Erzeugnissen genutzt (Kleb- und Stampmassen, Formsand).

Der Mangel an ausgedehnten Vorkommen locker gelagerter Sande führte in jüngerer Zeit zur Nutzung entfestigter Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins als Bausand. Die mürben Gesteinspartien werden unmittelbar abgebagert und verladen, die etwas festeren noch gebrochen und gemahlen. Westlich von Scherfede werden in einem großen Steinbruchbetrieb „Sande“ der Solling-Folge abgebaut.

Fossile Brennstoffe

Steinkohle

>> Hochwertige Anthrazit-Kohle aus Ibbenbüren für die Stromerzeugung <<

Von den Kohlevorkommen im Weserbergland ist die Ibbenbürener Karbon-Scholle die bedeutendste Lagerstätte. Seit ca. 500 Jahren wird sie wirtschaftlich genutzt und in einem der weltweit tiefsten Steinkohlenbergwerke der Deutschen Steinkohle AG (DSK) – früher der Preussag – zur Stromerzeugung gewonnen.

Das hier durch Bergbau und Bohrungen erschlossene Oberkarbon (Westfal B – D) ist über 2 000 m mächtig und enthält rund 100 Flöze mit Einzelmächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis zu 2 m (vgl. Abb. 55). Davon sind jedoch nur 15 Flöze abgebaut worden beziehungsweise befinden sich noch in Abbau. Bei meist flacher Lagerung besteht das Grubenfeld aus einem West- und einem Ostfeld, die durch den Nord – Süd verlaufenden Bockradener Graben getrennt sind. Der ursprüngliche Gesamtkohleninhalt war 2 Mrd. t. Der noch

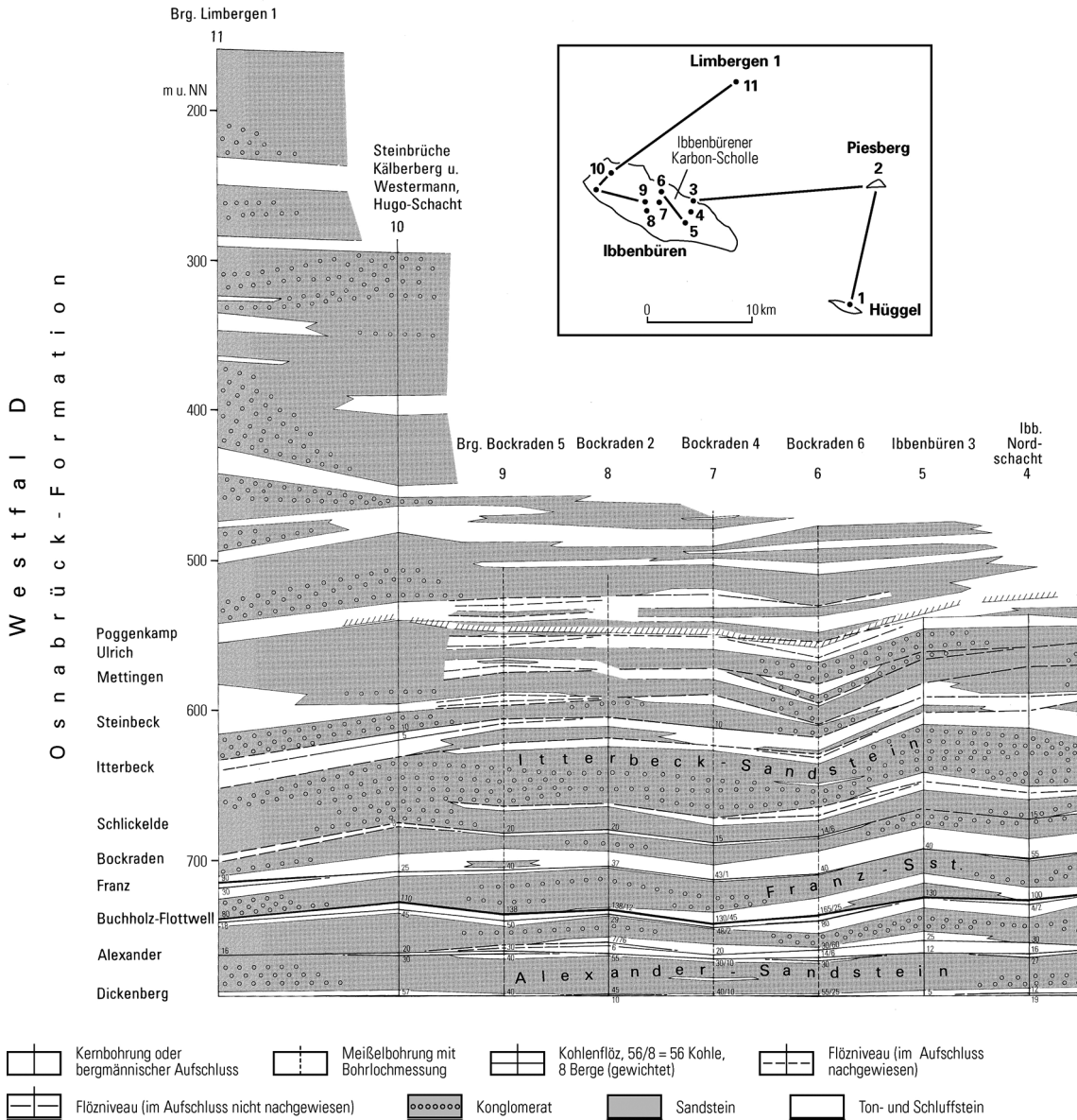
vorhandene bauwürdige Anteil an Flözen mit über 1 m Mächtigkeit und oberhalb 1 500 m Tiefe beträgt 280 Mio. t. Insgesamt 100 Mio. t sind bislang bereits abgebaut worden.

Bis in die 70er-Jahre des 20. Jahrhunderts fand der Abbau in der gesamten Karbon-Scholle statt und betraf vor allem die meist geringer mächtigen Flöze des Westfals C. Um danach jedoch auch die erheblich mächtigeren Flöze des Unteren Westfals B zu erreichen, musste ein flözarmer Schichtenabschnitt von ca. 600 m durchteuft werden. Da das bergbaulich interessante Schichtenpaket im Westen jedoch durch mehrere Überschiebungen gestört ist, wurde das Westfeld abgeworfen und der Abbau bis heute auf das ohnehin größere Ostfeld konzentriert. Außerdem musste ein Schutzpfeiler, innerhalb dessen keine Kohle abgebaut wurde, unter dem auf der Lagerstätte errichteten Kraftwerk stehen gelassen werden. So reduziert sich die derzeitige Vorratssubstanz auf rund 100 Mio. t, von denen aus verschiedenen bergtechnischen Gründen wiederum nur ein Teil gewinnbar ist.

Weitere Vorkommen flözführenden Karbons finden sich am Piesberg und am Hüggel, wobei jedoch nur am Piesberg bis 1898 nennenswerter Steinkohlenbergbau stattfand.

Die Gewinnung von Steinkohle am Piesberg (Abb. 56) lässt sich bis in das 16. Jahrhundert zurückverfolgen. Die aufgeschlossene Schichtenfolge des Westfals C und D enthält insgesamt 16 Kohlenflöze, deren Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und ca. 1,6 m liegen. Hiervon wurden früher vier Flöze mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 3 m abgebaut, nämlich die Flöze Johannisstein, Mittel, Dreibänke und Zweibänke. Der gasarme Piesberg-Anthrazit zählt zu den höchstinkohlten Kohlen Deutschlands.

Aufgrund seiner besonderen geologischen Position weist der Ibbenbürener Bergbau im Vergleich beispielsweise zum Ruhrrevier folgende Besonderheiten auf:



Entsprechende Kohlenflöze sind im Ibbenbürener Karbon-Horst generell geringer mächtig als im Ruhrgebiet.

In den derzeit abgebauten Flözen und mit nach Norden zunehmender Tendenz tritt hoch inkohlte Anthrazit-Kohle auf, was auf eine hohe Erwärmung während der Kreidezeit zurückzuführen ist. Traditionell wird diese Erwärmung mit dem so genannten

„Pluton von Bramsche“, einem Intrusivkörper kretazischen Alters erklärt. Nach neueren Überlegungen wird die hohe Inkohlung der Schichten auch mit einer sehr tiefen Versenkung und anschließenden Hebung (Inversion) begründet.

Der vergleichsweise hohe Gasinhalt in den Flözen des Ibbenbürener Reviers hängt mit dieser geologisch jungen Erwärmung und

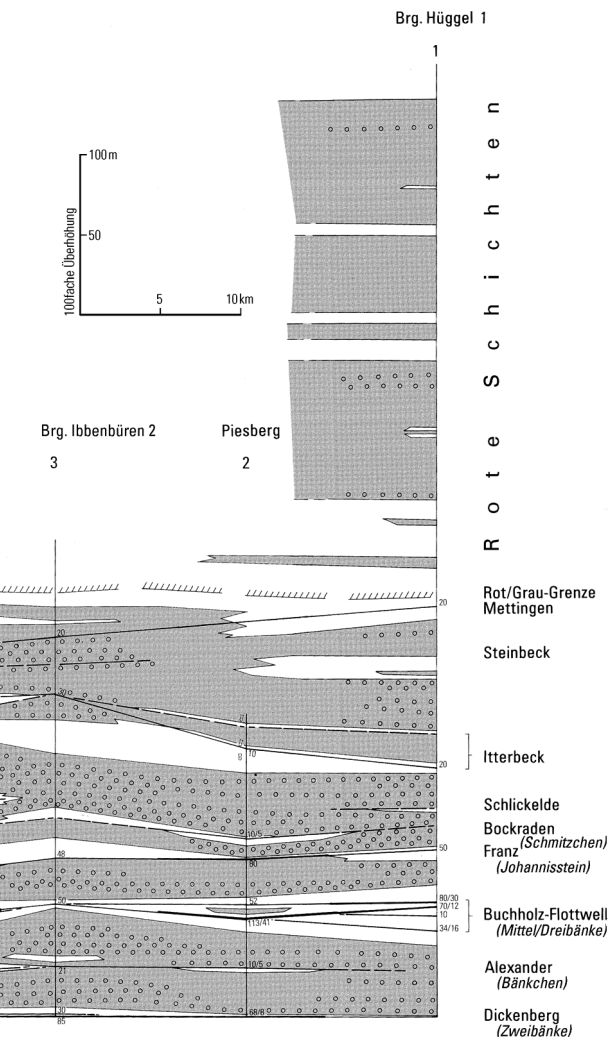


Abb. 55 Gesamtprofil des Westfals D im Raum Ibbenbüren – Piesberg – Hüggel

möglicherweise auch mit der raschen Inversion im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung zusammen. Diese Erschwernis des Bergbaus führte in den letzten Jahrzehnten zu beispielhaften Sicherheitsmaßnahmen.

Einen leichteren Abbau gewährleistet die relativ geringe Temperaturzunahme mit der Tiefe, die unter 3 °C/100 m (Ruhrkarbon) liegt.

>> Steinkohlen –
mal nicht aus der Karbon-Zeit <<

Vorkommen von Steinkohlen im Dogger und dünne Schmitzen im Wiehengebirgs-sandstein (Malm) hatten nur geringe wirtschaftliche Bedeutung. Aus historischen Schriften sind zudem viele, aber erfolglose Schürfungen nach Steinkohle in Schichten des Lias und des Mittleren Keupers bekannt.

Die „Wealden“-Kohle (Unterkreide) hingegen wurde noch bis 1960 an mehreren Stellen untertage abgebaut. Ihre Vorkommen erstreckten sich am Nordrand von Teutoburger Wald und Weser-/Wiehengebirge.

Am Nordrand des Teutoburger Waldes liegen fünf ehemalige Abbaugelände von Wealden-Kohle im Gaskohlenstadium. Ausgebildet sind vier maximal 80 cm mächtige Flöze. Am besten bekannt ist durch den Abbau nach 1945 das etwa 8 km lange Feld von Georgsmarienhütte bis Borgloh. Bei Bohmte nördlich des Wiehengebirges handelt es sich um vier Flöze im Anthrazitstadium mit Mächtigkeiten zwischen 23 und 55 cm. Nördlich des Wiehengebirges liegen weitere ehemalige Abbaugelände von Wealden-Kohle. Verbreitet sind bis zu fünf Flöze, die lokal bis 75 cm mächtig sein können. Die Kohle ist eine gut verkockbare Fettkohle. Der von etwa 1400 bis 1960 währende Kohlenbergbau war wirtschaftlich für die Region außerordentlich bedeutsam. Die Fördermengen lagen vergleichbar hoch wie seinerzeit im Ibbenbürener Revier.

Braunkohle

Braunkohle findet sich im Betrachtungsraum nur in den miozänzeitlichen Schichten bei Dörentrup, wo sie zwischen 1902 und 1946 abgebaut wurde. Insgesamt acht Flöze hatten eine Gesamtmächtigkeit von 21 m. Die Abbaumengen erreichten 1938 mit über 10 000 m³ ihren höchsten Stand. Die Vorkommen liegen in einer lang gestreckten Subrosionssenke, die eine Fläche von 9 km² umfasst.

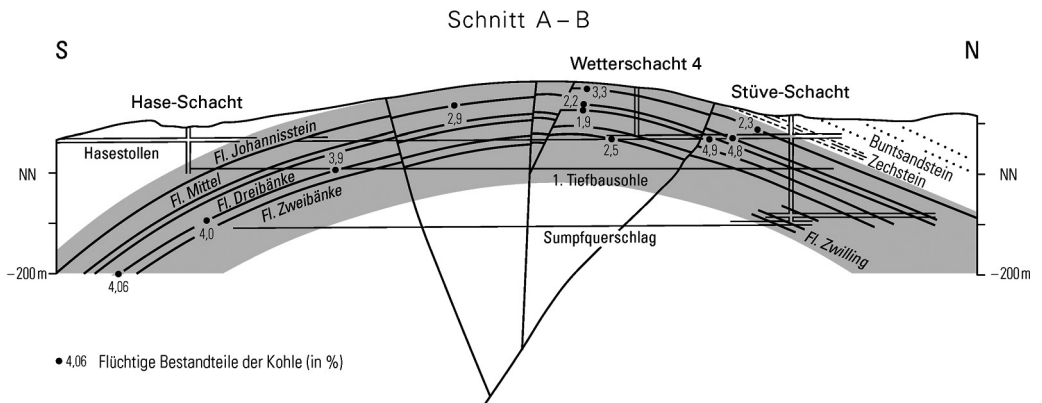
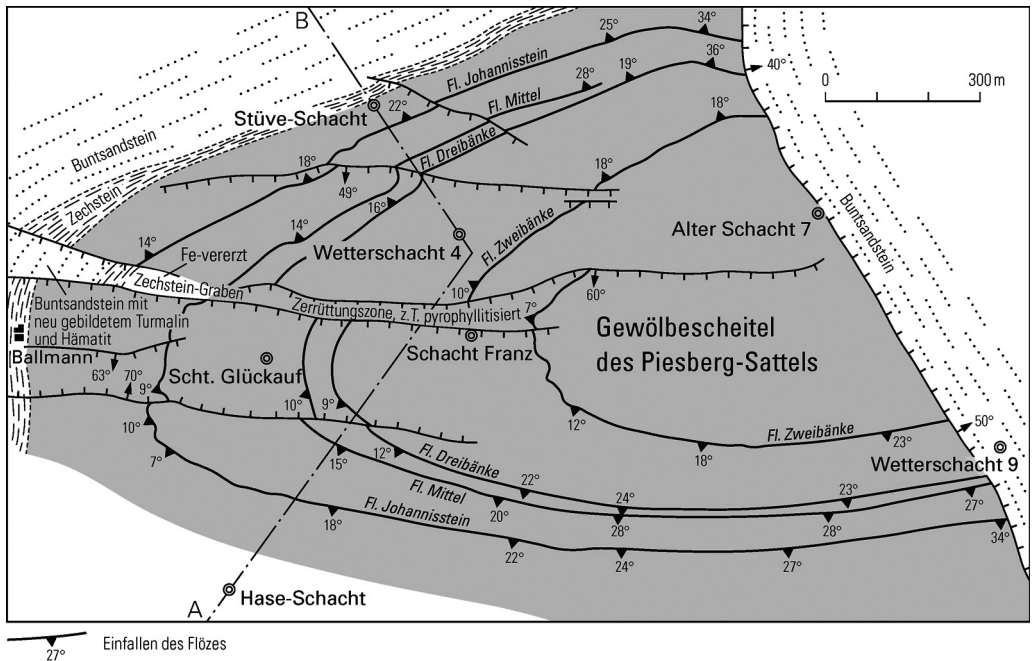


Abb. 56 Der Piesberg als Blumenstruktur (im Grundriss, Stollensohle ca. +68 m NN) und im Schnitt (verändert nach HAARMANN 1911)

Torf

Torf findet man in größeren Gebieten nördlich des Wiehengebirges, so zum Beispiel im Großen Torfmoor. Die Torflager sind durchschnittlich 2 – 3 m mächtig und werden trotz starker Naturschutzbeschränkungen noch von zahlreichen Betrieben zur Gewinnung von Düngetorf abgebaut. Weißtorf ist hervorragend für die Herstellung von Kultursubstraten für den industriellen Pflan-

zenbau geeignet. Schwarztorf dient außerdem zur Herstellung von Aktivkohle sowie von Filtermaterial zur Luft-, Wasser- und Abwasserreinigung. Diese Torfprodukte lassen sich derzeit noch nicht durch Komposte ersetzen.

Die seit mehr als hundert Jahren bekannte Subrosionssenkenerfüllung von Albaxen südwestlich von Holzminden besteht aus einer mindestens 78 m mächtigen Abfolge ver-



Abb. 57 Abbau von frühsaalezeitlichen Schluffen und Torfen in der Tongrube „Zeche Nachtigall“ südlich von Albaxen

schieden alter Terrassenkiese mit zwischengeschalteten Schluffmudden und verfestigten Torfen, die fälschlicherweise als „Braunkohle“ bezeichnet werden. Die im Liegenden der Mittelterrasse anstehenden „Braunkohle-Schichten“ werden in dem Feld der Tongrube „Zeche Nachtigall“ (Abb. 57) seit 1859 abgebaut und gehören nach neuesten Untersuchungen vermutlich dem frühsaalezeitlichen Wacken- oder Schöninggen-Interstadial an.

Erdgas und Erdöl

>> Gasförmiges und flüssiges Pendant zur Kohle <<

Bei der Inkohlung, das heißt bei der chemischen Umwandlung kohlenstoffreicher Pflanzensubstanz, entsteht neben der Steinkohle auch Erdgas. Aus der Umwandlung wasserstoffreicher Zellinhaltsstoffe niederer Tiere und Pflanzen im marinen Milieu – unter Mitwirkung von Bakterien – entsteht einerseits Erdöl, andererseits Erdgas. Voraussetzung für diese Umbildungsprozesse ist die Versenkung organischer Substanz in größere Erdtiefen und damit in Bereiche höherer Temperaturen. Da die großen Mengen flüssiger und gasförmiger

Umwandlungsprodukte nur in geringem Umfang an Ort und Stelle – in ihren so genannten Muttergesteinen – gespeichert werden können, wandern diese Inkohlungsprodukte nach oben in die Poren und Klüfte der darüber liegenden so genannten Speichergesteine. An undurchlässigen Schichten – wie beispielsweise Steinsalz oder Tonsteinschichten – stauen sich die Kohlenwasserstoffe und bilden auf diese Weise Lagerstätten.

Nachdem die Suche nach Erdgas und Erdöl sich zunächst auf möglichst ober-

flächennahe Lagerstätten konzentrierte, waren in den letzten Jahrzehnten auch die tief liegenden Oberkarbon-Schichten das Ziel der Exploration. Das Beispiel der nördlich des Steinhuder Meeres gelegenen Erdgaslagerstätte Husum-Schneeren zeigt hierbei, dass auch aus gering durchlässigen Sandsteinen des Oberkarbons eine wirtschaftliche Erdgasförderung möglich ist. Die Lagerstätte Husum-Schneeren befindet sich in einem ca. 3 km tief gelegenen Horstblock unterhalb eines Salzstockes des Steinhuder-Meer-Lineamentes. Die Sandsteine der Kohle führenden Westfal-Schichten waren ursprünglich wegen der starken Versenkung kaum porös. Erst eine jüngere chemische Lösung der Feldspat- und Gesteinsfragmentanteile schuf sekundäre Porositäten, die eine Gasspeicherung ermöglichten. Gleichzeitig mit der Heraushebung des Horstblockes während der Oberkreide-Inversion wurden in den Sandsteinen offene Kluft Räume gebildet und damit gute Durchlässigkeiten für das Gas geschaffen. Mittlerweile sind in dem Erdgasfeld zahlreiche Bohrungen fündig geworden und das Gas wird genutzt. Die Gaslagerstätte Husum-Schneeren ist strukturell vergleichbar mit der Ibbenbürener Karbon-Scholle, die ebenfalls an eine bedeutende

Störungszone, dort die Osning-Überschiebung, gebunden ist. Allerdings ist dieser Horst bis an die Erdoberfläche aufgestiegen, sodass hier bis in ca. 700 m Tiefe eine stärkere Entgasung des Gebirgskörpers erfolgte. Darunter traf jedoch der Bergbau eine hohe Gasführung an. Bezogen auf den vor allem in den Kohlenflözen vorhandenen hohen Gasinhalt von bis zu 21 m³/t Kohle könnte man die Ibbenbürener Karbonscholle daher auch als Flözgaslagerstätte bezeichnen. Dieses Gas wird bereits seit langem aus Sicherheitsgründen präventiv im Vorfeld des Abbaus untertage abgesaugt und zum Teil auch ökonomisch genutzt.

In großen Teilen des Weser- und Osna-brücker Berglandes existieren neben abdichtenden Zechstein-Salzen jüngere Salze des Oberer Buntsandsteins, des Mittleren Muschelkalks und des Münder-Mergels sowie undurchlässige Tonsteinlagen, zum Beispiel des Oberen Buntsandsteins. Auch gibt es im Untergrund eine Reihe potenzieller Speichergesteine, wie die Sandsteine des Oberkarbons, des Rotliegend, des Buntsandsteins, des Juras und der Unterkreide sowie Karbonatgesteine des Zechsteins. Nach Explorationserfolgen im niedersächsischen Teil des Norddeutschen Beckens wurde seit 1950 in begrenztem Umfang auch innerhalb der Landesgrenzen von Nordrhein-Westfalen nach nutzbaren Gaslagerstätten gesucht. Insbesondere wurden die Strukturen von Ellerburg und Wegholm sowie der Raum Rahden seismisch und mittels Tiefbohrungen erforscht. Der Nachweis nennenswerter Erdgas-mengen gelang jedoch nicht. Dies ist im Wesentlichen auf die starke Erwärmung zurückzuführen, die bislang den Plutonen von Bramsche und Vlotho zugeschrieben wurde, die nach einer neuen, bisher allerdings unbestätigten Theorie jedoch mit einer tiefen Versenkung der Schichten während der Kreide-Zeit erklärt wird. Diese Erwärmung verschlechterte die Porosität und Durchlässigkeit der potenziellen Speichergesteine und verhinderte damit die Akkumulation größerer nutzbarer Gas-mengen. Als störend für eine denkbare

Lagerstättennutzung erwiesen sich auch regional stark erhöhte Anteile von CO₂ und H₂S.

In der Gronauer Störungszone, in der westlichen Fortsetzung der Osning-Überschiebung, wurde 1992 bei Ochtrup eine kleine Erdgaslagerstätte in 2 km Tiefe in Oberkarbon-Sandsteinen entdeckt und seitdem ausgebeutet, die wie im Fall von Husum-Schneeren von mächtigem Steinsalz überdeckt ist. Auch hier ist vermutlich die tektonische Position maßgeblich für die Entstehung der Lagerstätte.

„Schieferöl“ wurde von 1867 bis 1931 aus dem Posidonienschiefer des Oberen Lias von Wistinghausen südwestlich von Lage gewonnen. Das Gestein enthält bei 20 m Mächtigkeit und ca. 1 km Längserstreckung noch über 1 Mio. t Vorräte mit bis zu 7 % Ölgehalt.

In den 50er-Jahren des 19. Jahrhunderts wurde bei Werther ebenfalls aus dem Posidonienschiefer, der dort 6 % Rohölanteil besitzt, Schwelöl („Solaröl“) gewonnen.

Kohlensäure

>> Reste des neogenen Vulkanismus <<

Seit rund 100 Jahren steht das produzierende Kohlensäure-Feld Herste östlich von Bad Driburg im Interesse von Industriegas-Produzenten. Ein Konsortium untersucht durch Bohrungen bis in über 1 000 m Tiefe hoffige Buntsandstein- und Zechstein-Strukturen. Die gasförmige Naturkohlen-säure (CO₂), die umweltfreundlich gefördert wird, ist ein vulkanogener, regenerierbarer Bodenschatz. Es handelt sich um Dämpfe und Gase, die in der Spätphase des miozänen Vulkanismus aus Magmenkörpern ausgetreten sind. Das wichtige Industriegas wird nicht nur in größerem Maße in der Getränke- und Lebensmittelindustrie verwendet, sondern auch in vielen technischen Sparten, wie beim Abteufen von Gefrierschächten, der Entnebelung von Flugplätzen und in der Schweiß-, Gießerei- und Reaktortechnik.

Die ostwestfälische Kohlensäure-Lagerstätte gehört dabei zu den wirtschaftlich bedeutendsten in Deutschland. In den Bohrungen tritt CO_2 entweder als Mofette (reines Gas), Halbmofette (Verhältnis Gas : Wasser wie 40 : 1) oder Säuerling (Gas : Wasser wie 7,5 – 20 : 1) auf. Die Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins und die Sandsteine des Unteren und Mittleren Buntsandsteins bilden den Gasspeicher. Die Anhydrite und Tonsteine des Zechsteins und die Tonsteine des Oberen Buntsandsteins wirken als gas- und wasser-dichte Sperrschichten.

Salz und Sole

>> Eindampfungsreste
eines längst vergessenen Meeres <<

Steinsalz tritt im Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes im Zechstein (in der Werra-Folge bis ca. 200 m mächtig, in der Leine-Folge bis ca. 130 m mächtig), im Oberen Buntsandstein (bis 150 m mächtig), im Mittleren Muschelkalk (bis 100 m mächtig) und im Münder-Mergel (100 bis 160 m mächtig) auf. Insbesondere die Steinsalze des Zechsteins werden in Sattel-, Horst- und Störungsstrukturen seit dem Paläogen ausgelaugt. Hierdurch wurden tief gelegene Grundwasserspeicher mit konzentrierter Sole gefüllt. Historisch wurde diese Sole an verschiedenen Stellen für die Salzgewinnung genutzt (Salinen in Bad Rothenfelde, Bad Salzuflen, Bad Oeynhaus, Bad Pyrmon, Bad Karlshafen). Einen natürlichen Soleaufstieg gibt es im Emmertal in dem tiefstgelegenen Teilbereich des Pyrmonter Talkessels.

Heutzutage konzentriert sich die Nutzung von Sole in zahlreichen Heilbädern auf balneologische Zwecke. In Bad Salzuflen und Bad Oeynhaus werden zusammen rund 2 Mio. m^3 Sole im Jahr mit durchschnittlich 2,5 – 7 % NaCl-Gehalt gefördert, entsprechend einer Entnahme von über 100 000 t Steinsalz pro Jahr aus dem Zechstein-Salinar. Weitere Solenutzungen erfolgen in Bad Laer (7,3 %ige Sole), Bad Rothenfelde

(6,3 %), Solbad Ravensberg (1,8 %), Melle (1,8 %), Bad Essen (19 %) und bis 1898 aus den Grubenwässern vom Piesberg (4,6 %).

Ohne wirtschaftliche Bedeutung sind die Steinsalzlager im unteren Teil des Oberen Buntsandsteins – südlich der Weser in Hochlagen ausgelaugt – sowie das Salz im Mittleren Muschelkalk.

Das Steinsalzlager des Münder-Mergels wurde im Kern des Rehburger Sattels kuppelförmig zu einem Salzkissen von ca. 6 km Länge, 2 km Breite und 300 – 500 m Mächtigkeit aufgewölbt; seine Oberfläche liegt etwa bei –200 m NN. Das Salz des südlichen Troges erreicht im Untergrund der Weser-/Wiehengebirgsrandmulde wohl höchstens 100 – 200 m Mächtigkeit und unterliegt außerdem am nördlichen Gebirgsfuß der Ablaugung von der Oberfläche her. Es hat derzeit keinerlei wirtschaftliche Bedeutung.

Kalisalz schaltet sich im Bereich des Rehburger Sattels in die Staßfurt- und vor allem in die Leine-Folge ein und wurde im Salzstock von Bokeloh auf dem Steinhuder-Meer-Lineament bis in Oberflächennähe emporgedrückt. Dort baut ein Kaliwerk in Teufen zwischen 650 und 1 000 m das durchschnittlich 10 m mächtige Sylvinit-Flöz Ronnenberg der Leine-Folge ab und fördert jährlich rund 2 Mio. t Rohsalz des wertvollsten Kalimineralis Sylvinit.

Erze

Von bislang nur örtlich wirtschaftlicher Bedeutung sind die sedimentären oolithischen Eisenerze von Nammen im Wesergebirge, wo sie in bis zu sieben Horizonten im Korallenoolith des Oxfords (Malm) vorkommen. Hiervon wird in der Grube Wohlverwahrt-Nammen (Abb. 51) noch heute das bis zu 7 m mächtige „Klippenflöz“ zusammen mit Kalksteinen abgebaut und als Zuschlagstoff verwendet.

Von größerer historischer Bedeutung sind die Eisenerz- und Buntmetallagerstätten

am Ostrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle und am Hüggel. Die Erze sind an den Zechstein-Kalk gebunden und ihre Entstehung wird mit der kreidezeitlichen Erwärmung (Versenkung oder Einfluss eines Plutons) in Verbindung gebracht. Während der Hauptphase der Vererzung wurde der Zechstein-Kalk metasomatisch in Spateisenstein umgewandelt, in der sulfidischen Spätphase entstanden Bleiglanz und Zinkblende. Teils im Tief-, teils im Tagebau wurden eisenarme Zuschlagerze noch bis 1963 abgebaut, wodurch eine Förderung von insgesamt 12 – 15 Mio. t Erz erreicht wurde.

Sedimentäre Eisenerze sowie Schwefelkieslagen und -knollen, vor allem aus dem Lias, aber auch aus dem Dogger und der Unterkreide, hatten früher allein lokal wirtschaftliche Bedeutung, zum Beispiel das „jamesoni“-Erz bei Borlinghausen am östlichen Eggegebirgshang.

Seit dem frühen Mittelalter wurden im Raum Marsberg zunächst in kleinen Tagebauen, später im Stollen- und Schachtbetrieb Buntmetallerze – vor allem Kupfer – gewonnen. Sie sind wahrscheinlich hydrothermalen Entstehung. Im Jahr 1912 betrug die Jahresförderung von Kupfererz über 52 000 t. Die Kupfergewinnung in Marsberg endete unmittelbar nach dem Zweiten Weltkrieg.

Hydrothermale Lösungen, die mit dem neogenen Vulkanismus in Zusammenhang stehen, haben im Bereich von Verwerfungen des östlichen Abbruchs des Rheinischen

Schiefergebirges lokal zu Vererzungen geführt. In den Bleikuhlen bei Blankenrode gelangten so Blei- und Zink-Erze in Karbonatgesteine der Oberkreide. Bis 1745 wurden dort silberhaltige Bleierze abgebaut, von 1845 bis 1927 vorwiegend Galmei mit einem Zinkgehalt von durchschnittlich 18 %. Heute sind die Resttagebaue und Pingen wegen der seltenen Galmeiflora unter Naturschutz gestellt. Weitere Fundpunkte von Blei-Zink-Erzen waren Gruben bei Vasbeck, Mengerlinghausen und Gembeck.

Industrieminerale

An Industriemineralen sind in der Region nur Gips und Anhydrit von Bedeutung. Als oberflächennahe Lagerstätten haben sie im Mittleren Muschelkalk eine größere Verbreitung. Sie sind aber meist nur untertägig bauwürdig. In der Vergangenheit im Tagebau, seit 1969 untertägig im Pfeilerbau erfolgt Gipsgewinnung als Zuschlagstoff bei der Zementherstellung nahe Lamerden. Bis Ende der 60er-Jahre des 20. Jahrhunderts wurde bei Wintrup nördlich von Sandebeck Gips abgebaut. Bei Stieghorst, südlich von Bielefeld, wo Gips eine große Zahl von Bänken bildete, wurde 1982 ein untertägiger Abbau eingestellt. Die Gipsbänke waren vielfach gestaucht und verquetscht, was auf die bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips stattfindende Volumenvergrößerung zurückzuführen ist. Der Gipsgehalt betrug im Mittel 70 %.

Erdgeschichtliche Denkmäler (A. Gawlik)

Hohe Klippen, erloschene Vulkane, fremdartige Findlinge, geheimnisvolle Erdfallseen und sprudelnde Quellen sind Zeugnisse der geologischen Vergangenheit, die sich dem Menschen augenfällig darbieten. Als markante Landschaftsbestandteile bereichern sie die Umwelt, in der wir leben, und ziehen zahlreiche Erholung Suchende an. Dem geologisch Interessierten vermitteln sie außerdem Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens.

Neben den natürlichen Landschaftsformen sind es künstliche geologische Aufschlüsse in Form von Straßenböschungen, Steinbrüchen oder Bergwerken, die tiefe Einblicke in den Schichtenaufbau und damit in die Vergangenheit der Erde ermöglichen. Für die Geowissenschaftler sind diese Aufschlüsse besonders wertvoll, weil dort Gesteine freigelegt sind, die andernorts unter jüngeren Ablagerungen und der Pflanzendecke verborgen sind. In den Gesteinen sind ehemalige Lebensräume, Gebirgsbildungen und Klimaänderungen dokumentiert.

Die natürlichen Landschaftsformen, die Gesteins- und Bodenaufschlüsse, aber auch einzelne Naturschöpfungen wie zum Beispiel Quellen, werden als Geotope bezeichnet. Beim Geotop handelt es sich, ähnlich wie beim Biotop, um einen Ort, an dem die Natur im Vordergrund steht – beim Geotop jedoch die unbelebte und nicht die belebte des Biotops.

In einem dicht besiedelten Land werden die Geotope durch zahlreiche Nutzungsansprüche, wie zum Beispiel Gewerbe- und Wohnbebauung, Abfallbeseitigung, aber auch durch die Natur selbst, gefährdet. Es ist daher ein öffentliches Anliegen, sie vor der Zerstörung rechtlich zu schützen, insbesondere dann, wenn vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht oder nicht mehr zur Verfügung stehen.

Schutzwürdig sind die Geotope, die sich durch eine besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Sie werden in Landschaftsplänen erfasst und als geschützte Teile von Natur und Landschaft festgesetzt.

In Nordrhein-Westfalen können Geotope nach den Vorschriften des Landschaftsgesetzes (LG), in besonderen Fällen auch nach denen des Denkmalschutzgesetzes (DSchG) unter Schutz gestellt werden. Nach den §§ 20 und 22 des Landschaftsgesetzes können Naturschutzgebiete und Naturdenkmäler aus wissenschaftlichen, naturgeschichtlichen oder erdgeschichtlichen Gründen festgesetzt werden. Einen etwas schwächeren Schutzstatus bieten Landschaftsschutzgebiete und geschützte Landschaftsbestandteile (§§ 21 und 23 LG), die wegen der Eigenart oder Schönheit des Landschaftsbildes und zur Abwehr schädlicher Einwirkungen festgesetzt werden können.

Zeugnisse tierischen oder pflanzlichen Lebens, also Fossilfundstellen, gelten als Bodendenkmäler. Sie können nach den §§ 4 und 5 des Denkmalschutzgesetzes vorläufigen oder dauerhaften Schutz erlangen.

Felsen, Klippen und Taleinschnitte

Felsen und Klippenzüge üben auf den Menschen einen besonderen Reiz aus. Sie regen die Fantasie des Betrachters an. Häufig sind sie Handlungsorte von Sagen und geheimnisvollen Geschichten. Von so manchem wollen sie bestiegen werden.

Felsen, Klippen und Taleinschnitte haben eines gemeinsam: Sie wurden von den formenden Kräften der Verwitterung und des

fließenden Wassers herausmodelliert. Klippen entstehen an den Rändern von Höhenzügen oder von Taleinschnitten unter der Voraussetzung, dass dort entsprechend widerstandsfähige Gesteine der Verwitterung trotzen. Ein solches Gestein ist der kreidezeitliche Osning-Sandstein. Er bildet im Teutoburger Wald und im Eggegebirge eine Reihe von markanten Klippenzügen, von denen die bekanntesten die Dörenther Klippen bei Brochterbeck, die Externsteine bei Horn-Bad Meinberg (Abb. 21) und die Teutoniaklippen bei Borlinghausen sind.

Der auffälligste und viel besuchte Felsblock der Dörenther Klippen ist das Hockende Weib (Taf. 6). Unter einem bestimmten Blickwinkel sind daraus die Umrisse einer sitzenden Frau zu erkennen. Die Verwitterung hat dort an einigen Stellen eindrucksvoll das Schichtungsgefüge des Sandsteins herausgearbeitet. Die Schichtflächen sind deutlich geneigt und fallen mit etwa 40° nach Südwesten ein.

Ganz andere Lagerungsverhältnisse sind an den Externsteinen zu beobachten. Die ursprünglich flach gelagerten Gesteinschichten wurden durch gebirgsbildende Vorgänge an der Wende Kreide-/Paläogen-Zeit steil aufgerichtet. Heute ragen die Schichten fast senkrecht bis zu 38 m in die Höhe. Die Externsteine sind die sicherlich spektakulärste Felsformation des Teutoburger Waldes.

Die Teutoniaklippen verdanken ihre Entstehung weichen, verwitterungsanfälligen Gesteinen in ihrem Untergrund. Der Osning-Sandstein lagert dort fast flach über jura- und triaszeitlichen Ton- und Schluffsteinen. Die im Sandstein versickernden Niederschläge stauen sich über den nur gering wasserdurchlässigen Ton- und Schluffsteinen und weichen sie auf. Eine schmierige Gleitbahn bildet sich, an der schließlich Sandsteinblöcke und größere Klippen abrutschen können. Begünstigt wird dieser Vorgang durch senkrechte Klüfte im Osning-Sandstein, an denen sich einzelne Blöcke aus dem Gesteinsverband lösen. Die 20 m hohe Klippenwand und das Trümmerfeld zu ihren Füßen entstanden

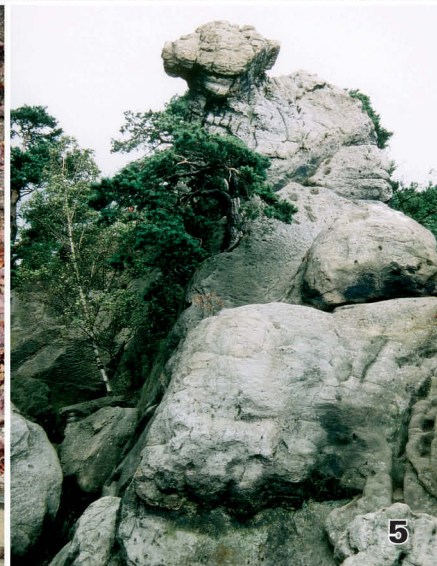
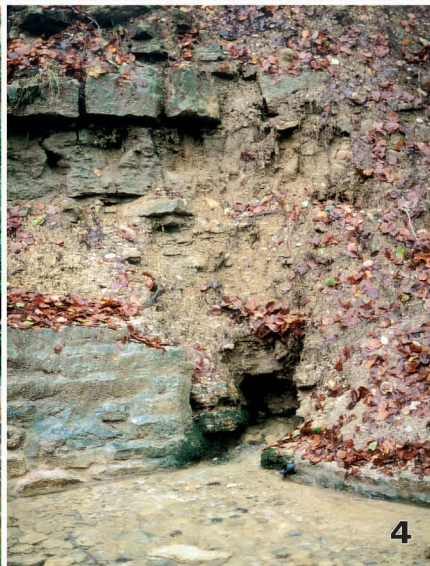
allerdings schon im Verlauf der letzten Kaltzeit. Größere Felsstürze aus der heutigen Zeit sind selten.

Weiter nördlich, im Wesergebirge, erhebt sich eine weitere, bis zu 8 m hohe Felswand. Es sind die Nammer Klippen, die sich vom Nammer Kopf nach Westen erstrecken. Auch hier lagern widerstandsfähige Gesteine über einer weicheren Tonsteinschicht. Diese sind allerdings rund 50 Millionen Jahre älter als der Osning-Sandstein. Die Klippen bestehen aus sandigen Kalksteinen des Malms, genauer aus den Heersum-Schichten und dem Korallenoolith. Dieser ist außerordentlich hart und enthält Eisenerze, die den Boden über dem Gestein ziegelrot färben. Der bedeutendste Eisenerzhorizont, das so genannte Klippenflöz, wird heute noch im Bergwerk Wohlverwahrt-Nammen gewonnen (Abb. 51).

Nur wenige Kilometer weiter westlich sind die jurazeitlichen Gesteine im Durchbruchtal der Weser großartig aufgeschlossen (Taf. 6). Die Weser hat sich an der Porta Westfalica tief in die Schichtenfolge eingeschnitten. Der Blick vom Kaiserdenkmal am Wittekindsberg nach Osten macht die Zusammenhänge zwischen der Oberflächen-gestalt des Wesergebirges und seinem geologischen Bau deutlich. Der Nordhang des Wesergebirges ist entsprechend dem Einfallen der Gesteinsschichten nur flach geneigt. Nach Süden dagegen, an den Schichtköpfen, ist ein steiler Geländeabbruch zu erkennen, der durch Klüfte im Gestein vorgeprägt wurde. Geologische Strukturen verhalten auch der Weser zu

Bildtafel 6 Erdgeschichtliche Denkmäler

- 1: Großer Stein von Rahden-Tonnenheide
- 2: Durchbruchtal der Weser an der Porta Westfalica
- 3: Espeler Moor
- 4: Bollerwienquelle bei Bad Driburg
- 5: Hockendes Weib in den Dörenther Klippen
- 6: Bleikuhlen bei Blankenrode
- 7: Erdfall im Naturschutzgebiet Heiliges Meer
- 8: Desenberg bei Warburg
- 9: Rote Wand (oben Steinmergelkeuper)
in einem Steinbruch am Isenberg südlich
von Lügde



ihrem Durchbruch an der Porta Westfalica. Der Gebirgsriegel ist an dieser Stelle vermutlich durch Nord – Süd verlaufende Störungen im Gesteinsverband geschwächt.

Die Reise in die geologische Vergangenheit des Weser- und Osnabrücker Berglandes kann über weitere Klippen entlang der Weser fortgesetzt werden. Am Ziegenberg bei Höxter sind es die Rabenklippen, die Einblicke in den Unteren Muschelkalk, den mittleren Abschnitt der Trias-Zeit, gestatten. Die Rabenklippen bestehen aus hellgrauen Kalksteinen, die im östlichen Weserbergland auffällige Schichtstufen bilden, jedoch nur selten in Form von größeren Klippen aufgeschlossen sind.

Weiter südlich bestimmen noch ältere Gesteine das Landschaftsbild. Es sind die auffällig rotbraunen Sandsteine der älteren Trias-Zeit, des Buntsandsteins, die dort am Rand des Solling-Gewölbes zutage treten. Imposant sind sie im Durchbruchtal der Weser zwischen Bad Karlshafen und Herstelle aufgeschlossen, wo sie die 100 m hohen Hannoverschen Klippen bilden.

Steinbrüche, Böschungen und Gruben

Künstliche Aufschlüsse von Gesteinen und Böden, zum Beispiel in Form von Steinbrüchen oder Straßenböschungen, sind im Weser- und Osnabrücker Bergland nicht selten. Die meisten sind aber zeitlich befristet und nur eingeschränkt begehbar. Stillgelegte Steinbrüche werden im Rahmen der Rekultivierung oft verfüllt. Böschungen an Straßen und Wegen werden begrünt. Darüber hinaus droht in Steinbrüchen Steinschlag- oder Absturzgefahr, sodass nur wenige frei zugänglich sind.

Zu den berühmtesten geologischen Aufschlüssen im Weser- und Osnabrücker Bergland zählen die am Doberg bei Bünde (s. Abb. 23). In einer ehemaligen Mergelgrube stehen dort Schichten des Oligozäns an. Der Doberg ist nach internationaler

Übereinkunft die Typus-Lokalität der Chatt-Stufe, eines Abschnitts des Oligozäns. Berühmt wurde der Doberg vor allem durch Fossilienfunde. In den Mergeln wurden zahlreiche Arten von Muscheln, Schnecken, Seeigeln und Einzellern gefunden. Viel seltener, aber um so spektakulärer sind Funde von Wirbeltieren. Zum größten dort geborgenen Fossil gehören Skelettreste einer Seekuh (s. Abb. 24). Die Tiere lebten in einem subtropischen Flachmeer, das vor über 25 Millionen Jahren das Weser- und Osnabrücker Bergland bedeckte. Die Fundstücke können im Kreisheimatmuseum Bünde besichtigt werden.

Ein wissenschaftlich wertvoller und beeindruckend schöner Aufschluss findet sich am Isenberg zwischen Elbrinxen und Rischenau. In einem stillgelegten, teilrekultivierten Steinbruch erhebt sich eine rote, im oberen Bereich stärker grau gebänderte Gesteinswand (Taf. 6). Aufgeschlossen sind Ton- und Mergelsteine des Keupers. Rote Wand ist auch die offizielle geologische Bezeichnung für die unteren Schichten, in denen eine intensive Fältelung zu beobachten ist. Die Letztere entstand durch Auslaugung von wasserlöslichen Mineralen (z. B. Gips und Anhydrit) aus dem Gestein. Die Schichten im oberen Bereich des Aufschlusses werden als Steinmergelkeuper bezeichnet.

Eine seltene Bodenbildung ist an einer Waldwegböschung am Mittelberg, ca. 4 km südwestlich von Höxter, zu beobachten. Angeschritten wird dort eine Terra-fusca-Rendzina, die sich aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks entwickelt hat. Die Terra fusca ist ein fossiler Boden. Sie bezeugt eine alte Landoberfläche und wärmere Klimaverhältnisse als die von heute. Man muss mehrere Millionen Jahre in die Vergangenheit, nämlich in die Paläogen-Zeit, zurückgehen um Bedingungen zu finden, die eine Entstehung der Terra fusca erklären. Später, in den quartären Kaltzeiten, wurde dieser Boden weitgehend abgetragen. Seine Relikte wurden erst in der jüngsten geologischen Vergangenheit von einer Rendzina überprägt.

Geologie, Bergbaugeschichte und Naturschutz sind in vorbildlicher Weise in den Bleikuhlen bei Blankenrode vereint. Dort hat sich an einer Verwerfung von Gesteinen der Oberkreide gegen die des Buntsandsteins eine Blei-Zink-Lagerstätte gebildet. Die Erze wurden seit dem Mittelalter sowohl im Tagebau als auch untertägig gewonnen. Die letzten Abbauversuche fanden noch zu Beginn des 20. Jahrhunderts statt. Heute zeugt davon der ehemalige Tagebau, an dessen Wandungen die geologische Situation erkennbar ist (Taf. 6). Die Bleikuhlen sind auch botanisch von besonderer Bedeutung: Auf den schwermetallhaltigen Böden entwickelte sich eine den besonderen Bedingungen angepasste Flora. Berühmt ist das blau blühende „Galmeiveilchen“, das ausschließlich an diesem Standort vorkommt. Das Vorkommen der Schwermetallflora erzwang sogar die Verlegung der Autobahn A 44, die ursprünglich über das Tagebaugelände verlaufen sollte.

Erloschene Vulkane

Vulkanausbrüche gehören im Weser- und Osnabrücker Bergland schon lange der Vergangenheit an. Die Auswirkungen vulkanischer Tätigkeit sind aber noch vielerorts erkennbar. So entstammt die Kohlensäure, die heute direkt oder in Mineralwässern gelöst aus dem Untergrund zutage tritt, der abgekühlten Schmelze, die in der Neogenzeit die Vulkane gespeist hat. Reiche Vorkommen eines reinen Kohlensäuregases werden bei Bad Driburg aus Bohrungen gewonnen. Die Vulkane selbst wurden von der Verwitterung längst abgetragen. Übrig blieben nur die Aufstiegskanäle der Schmelze in Form von Vulkanschloten und -gängen.

Einem tätigen Vulkan verblüffend ähnlich ist der Desenberg bei Warburg (Taf. 6). Der kegelförmige Berg überragt die Landschaft der Warburger Börde um mehr als 100 m, was er auch tatsächlich seinem vulkanischen Rückgrat zu verdanken hat. Der Kern

des Desenbergs besteht nämlich aus einem Schlot, der mit erstarrter Basaltlava gefüllt ist. Er ist knapp unterhalb des Berggipfels aufgeschlossen. Der harte Basalt bot der Verwitterung viel mehr Widerstand als die Gesteine in seiner Umgebung. Die Flanken des Desenbergs sind dagegen aus verwitterungsanfälligen Ton- und Mergelsteinen des Keupers aufgebaut.

Nur wenig weiter nördlich präsentiert sich am Hüssenberg bei Eissen ein weiterer Vulkanschlot. Dort ist ein Basaltvorkommen durch einen stillgelegten Steinbruch schluchtartig erschlossen. Die steil aus dem Weideland emporragenden Gesteinswände wirken fast wie natürliche Klippen. Interessant ist der Aufbau des Gesteins: Innerhalb des Basalts sind Einschlüsse von Mergelsteinen des Keupers zu beobachten, die beim Aufstieg der Schmelze mitgerissen wurden.

Erdfälle und Höhlen

Der tiefere Untergrund des Weser- und Osnabrücker Berglandes ist reich an Salz führenden Gesteinen. An einigen Stellen, bevorzugt auf geologischen Störungszonen, erreichen Wasserzuflüsse diese Gesteine und die Salze werden gelöst. Es entstehen unterirdische Hohlräume, Höhlen, die plötzlich einbrechen können und das darüber lagernde Gestein nachsacken lassen.

Ein solches Naturereignis war 1913 im Heiligen Feld nördlich von Hörstel (nordöstlich von Rheine) zu beobachten. Umgeben von einer Vielzahl kleinerer Geländevertiefungen liegt dort der größte natürliche See Nordrhein-Westfalens, das Große Heilige Meer. Am 14. April 1913 brach südwestlich des Großen Heiligen Meeres die Erdoberfläche ein. Innerhalb von wenigen Stunden entstand auf einem Acker der 300 m durchmessende und 15 m tiefe Erdfallsee. Auch die übrigen Geländevertiefungen und Seen des Heiligen Feldes sind auf die Auslaugung von Salzen im

Untergrund zurückzuführen (Taf. 6). Es ist der Münder-Mergel der Jura-/Kreide-Zeit, der dort Gips, Anhydrit und Steinsalz führt, die bevorzugt gelöst wurden.

Eine weitere Häufung von Erdfällen findet sich im Lipper Bergland bei Vlotho. Die Salze wurden dort allerdings in älteren, nämlich trias- und permzeitlichen Gesteinen ausgelaugt. Einer der Erdfälle, der Moortrichter in Bad Seebruch, brach zuletzt 1970 ein. Während seine Torffüllung in der Tiefe verschwand, füllte sich der Erdfall mit einem sulfatischen Mineralwasser, das heute noch in großen Mengen ausfließt. In diesem Zusammenhang lohnt auch ein Blick über die Landesgrenze nach Bad Pyrmont. Dort präsentieren sich mit dem Unteren und dem Oberen Meer zwei besonders schöne Erdfälle. Beim Letzteren ist der Einsturztrichter eindrucksvoll tief und steilwandig.

Einsturztrichter in verkarstungsfähigen Gesteinen werden als Dolinen bezeichnet. Die unterirdischen Hohlräume der Karstgebiete – Spalten und Höhlen – entstanden durch die chemische Auflösung von Kalkstein. Dolinen in Gesteinen des Unteren Muschelkalks können bei Willebadessen, südlich des Hexenberges, beobachtet werden. Besonders viele Dolinen und Höhlen finden sich am Übergang des Eggegebirges zur Westfälischen Bucht. Die Höhlen sind im Allgemeinen nicht zugänglich, weil sie unter Naturschutz stehen. Es sind Biotope für Fledermäuse, Höhlenspinnen und andere seltene Tiere.

Findlinge

Als die nordischen Eismassen während der Saale-Kaltzeit das Weser- und Osnabrücker Bergland unter sich begruben, brachten sie etwas mit: Großgeschiebe, die auch als Findlinge bezeichnet werden. Auf ihrem weiten Weg aus Skandinavien hobelten die Gletscher den Felsuntergrund ab und transportierten die Geschiebe zum Teil mehr als Tausend Kilometer nach Süden.

Heute findet man im Weser- und Osnabrücker Bergland Gesteine aus Finnland, Mittel- und Südschweden. Meistens handelt es sich um Granite und andere kristalline Gesteine. Die großen Findlinge haben schon früh das menschliche Interesse auf sich gelenkt. Sie gaben einerseits Anlass zu Sagen oder Spekulationen und wurden mit Respekt bedacht. Andererseits wurden viele Findlinge wegtransportiert, als Werksteine verarbeitet und somit zerstört. Findlinge, die sich heute noch an ihrem ursprünglichen Fundort oder in dessen Nähe befinden, werden als Naturdenkmäler geschützt.

Der größte nordische Findling Nordrhein-Westfalens, der Große Stein, liegt in der Bauerschaft Hahnenkamp bei Rahden-Tonnenheide (Taf. 6). Mit einem Volumen von rund 100 m³ und einem Gewicht von über 270 t ist er auch einer der größten Findlinge Deutschlands. Bei dem Großen Stein handelt es sich um einen Granitblock, der aus Mittelschweden stammt, wo er vor etwa einer Milliarde Jahren entstand. Erstmals vollständig freigelegt wurde er im Jahr 1915. Vermutlich waren bereits zu dieser Zeit über 10 m³ des Gesteins abgesprengt, die beim Bau einer nahe gelegenen Mühle Verwendung fanden. Danach wurde ohne Erfolg versucht ihn vom Bauernhof auf ein benachbartes Gelände zu versetzen. Unter enormem technischem Aufwand gelang das erst 1981. Heute liegt der Große Stein 80 m von seinem Fundort entfernt und kann dort frei besichtigt werden.

Am Südrand von Lage wurde der zweitgrößte Findling des Landes gefunden. Es ist der Große Johannisstein mit einem Gewicht von über 100 t. Direkt neben ihm liegt der kleine Johannisstein, der immerhin noch 50 t schwer ist. Die Johannissteine bestehen aus Granit, der aus der südschwedischen Provinz Småland stammt. Ihre derzeitige Lage ist wahrscheinlich mit dem Fundort identisch.

Neben den spektakulär großen sind es zahlreiche kleinere Findlinge, die das Landschaftsbild bereichern. Im Tal des Stein-

grundes bei Vlotho sind es beispielsweise über 350 Stück, die im Bachbett und in der Talaue zu finden sind. Doch ist nicht jeder große Stein ein nordischer Findling. Gelegentlich verwittern Sandsteine oder Quarzite zu isolierten Felsblöcken oder zu Blockströmen. Sie wurden zum Teil durch die Schwerkraft, nicht durch Gletscher umgelagert. Zu solchen Verwitterungsbildungen zählen die Opfersteine bei Detmold-Diestelbruch oder die Duwensteine bei Lienen.

Dünen, Moore und Sinterkalke

Naturbelassene Dünenfelder und ausgedehnte Mooregebiete sind heute nur noch selten anzutreffen. Das liegt zum Teil an den natürlichen Gegebenheiten, aber auch an den Eingriffen und Veränderungen, die der Mensch vorgenommen hat.

Dünen und Moore haben nicht nur als Zeugen der jüngsten Erdgeschichte, sondern auch als Biotope eine große Bedeutung. Die verbliebenen Flächen sind daher besonders schützenswert.

Die Bildung der Dünen begann gegen Ende der letzten Kaltzeit, vor ca. 10 000 Jahren, und dauerte bis in das Mittelalter an. Voraussetzung waren vegetationsfreie, ungeschützte Sandflächen, die den Angriffen des Windes ausgesetzt waren. Sie sind als Folge der klimatischen Bedingungen, aber auch durch Rodungen entstanden. Dünen sind hauptsächlich in den Niederungen, häufig als Begleitänen entlang von Flussläufen, zu finden. Solche Dünenfelder bildeten sich im Raum Westerkappeln, an den Rändern des Hasetales. Einzelne Dünen erreichen dort eine Höhe von rund 3 m. Nur in der Nähe von Bauernhöfen wurden die ansonsten weitgehend naturbelassenen bewaldeten Dünen verändert. Dort haben sie oft einen Auftrag von Plaggen. Größere Dünen sind südlich des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Augustdorf verbreitet.

Moore sind im Weser- und Osnabrücker Bergland bevorzugt in Senkungsgebieten entstanden, die auf Auslaugung von Salzen im tieferen Untergrund zurückzuführen sind. In den vergangenen Jahrhunderten wurden sie durch künstliche Entwässerung, Torfgewinnung und Urbarmachung verändert und in großen Teilen zerstört. Das größte zusammenhängende Hochmoorgebiet Nordrhein-Westfalens liegt südlich des Mittellandkanals bei Hille. Es ist das Große Torfmoor in der Bastauniederung. Die Torfbildung begann dort schon vor der letzten Kaltzeit, fand aber hauptsächlich in der gegenwärtigen Warmzeit, dem Holozän, statt. Auch das Große Torfmoor wurde entwässert und zum Teil abgebaut. Seit 1980 versucht man es wieder zu vernässen und zu renaturieren.

Nach Osten schließt sich in der Bastauniederung das Alte Moor, ein großes Niedermoorgebiet, an. Reste eines weiteren großen Hochmoores sind im Osnabrücker Land bei Recke zu finden. Dort ist das Espeler Moor als Teilgebiet des Vinter Moores erhalten geblieben (Taf. 6). Kleinere Niedermoore haben sich häufig in Erdfallgebieten gebildet, so im Heiligen Feld bei Hörstel und im Raum Vlotho.

Zu den jüngsten geologischen Überlieferungen zählen auch Sinterkalke. Unter bestimmten Bedingungen wird aus Quell- und Bachwasser Kalk abgeschieden. Er umkrustet dabei Wasserpflanzen oder abgefallenes Laub und bildet nach deren Verwesung poröse Kalke, die sich mit der Zeit mehr oder weniger verfestigen. In besonderen Fällen können sie zu größeren Sinterkalksteinen heranwachsen. Eine solche Besonderheit ist der Weiße Stein bei Beverungen-Dahlhausen. Es handelt sich um einen massiven, über 20 m³ großen Block aus Sinterkalkstein. Der Sinterkalk wurde vor über 5 000 Jahren aus einer Quelle oberhalb des Weißen Steins abgeschieden, der damals auch weiter hangaufwärts lag und erst später an seine heutige Position rutschte. Infolge seiner auffälligen Gestalt diente der Weiße Stein lange Zeit als Grenzmarke.

Quellen

Das im Untergrund fließende Wasser bleibt auf seinem Weg durch die Gesteinsschichten dem menschlichen Auge verborgen. Unter bestimmten Voraussetzungen tritt es jedoch zutage. Quellen sind örtlich begrenzte Grundwasseraustritte. Sie sind in der Regel natürlich, zum Teil aber auch durch Einwirkung des Menschen entstanden. Quellen, die den Beginn eines größeren Flusses markieren, erwecken besonderes Interesse. Doch kann ihr Anblick enttäuschend sein. Oft sind sie klein und unscheinbar oder sie präsentieren sich als diffuse Vernässungsstellen. Die sprichwörtlich sprudelnden Quellen sind selten. Meistens sind es dann Karstquellen, denen über Klüfte und Spalten im Gestein größere Wassermengen zufließen.

Eine der auffälligsten Karstquellen des Weser- und Osnabrücker Berglandes kann in Bielefeld-Hillegossen besichtigt werden. Es ist die Siekmannsche Quelle, die dort im Garten einer Gastwirtschaft zu finden ist. Das Grundwasser entstammt verkarsteten Kalksteinen des Oberen Muschelkalks. Die Austrittsstelle ist künstlich gefasst, wobei die Fassung mit der Zeit von natürlichen Sinterkalken umkrustet wurde. Typisch für Karstgebiete ist die stark schwankende Schüttung der Siekmannschen Quelle: Während sie im Frühjahr stark schüttet, kann sie am Ende eines trockenen Sommers zeitweise versiegen.

Besonders anschaulich präsentieren sich die Grundwasserverhältnisse an der Bollerwienquelle bei Bad Driburg. Dort sind sowohl der Grundwasserleiter, nämlich verkarstete Kalksteine des Unteren Muschel-

kalks, als auch der darunter liegende Grundwasserstauer in Form von tonigen Gesteinen des Röts aufgeschlossen (Taf. 6). Da die Bollerwienquelle an einer geologischen Schichtgrenze liegt, wird sie auch als Schichtquelle bezeichnet. Neben der Quellschneise ist eine weitere Karsterscheinung zu sehen, die Bollerwienhöhle, aus der zeitweise auch Grundwasser austritt. Als weitere bedeutende Karstquellen können die Sieben Quellen südwestlich von Willebadessen und die Antoniusquelle nordöstlich von Neuenheerse genannt werden. Aus all diesen Quellen entspringen oberflächennahe, mäßig mineralisierte Wässer.

Quellen, aus denen stark mineralisierte Tiefenwässer zutage treten, wurden in den meisten Fällen künstlich geschaffen. Es handelt sich um Mineralwasser-, Sole- und Thermalwasserquellen an denen das Weser- und Osnabrücker Bergland besonders reich ist. Sie sind die Grundlage der zahlreichen Kur-, Bade- und Abfüllbetriebe. Eine frei zugängliche Mineralwasserquelle, die Egge-Quelle, liegt im Nordosten von Willebadessen. Das durch eine Bohrung erschlossene Mineralwasser ist amtlich anerkannt. Es steigt aus eigener Kraft zutage und kann an einem Wasserspeier abgefüllt werden. Die erbohrten Tiefenwässer sind häufig artesisch gespannt, das heißt, sie stehen unter erheblichem hydrostatischem Druck. Ohne einen Verschluss würden sie zum Teil meterhoch aus der Bohrung herausgeschossen. Ein solches Tiefenwasser erschließt der im Kurpark von Bad Oeynhausener gelegene Jordansprudel, dem man aber nur zu besonderen Anlässen freien Lauf lässt.

Schriftenverzeichnis

Allgemeine Literatur

- ALTHOFF, W.; BÜCHNER, M. (1979): Geologie des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. – Geol. u. Mineral. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **1**: 24 S., 16 Abb., 3 Taf.; Bielefeld.
- BARAL, J.; GATERMANN, H.; LIEDTKE, H.; SPRINGHORN, R. (1993): Naturraum und Kulturlandschaft. In: RINNE, W. [Hrsg.]: Lippe. – Landeskde. Nordrh.-Westf., **1**: 82 – 124, 45 Abb., 2 Tab.; Paderborn.
- BEHR, H.-J. [Hrsg.] (1971): Der Landkreis Osnabrück. Geschichte und Gegenwart. – 357 S., 185 Abb., zahlr. Tab., 1 Kt.; Osnabrück (Fromm).
- BRÜNGER, W. (1973): Länderkundliche Gliederung der Oberweserlandschaft. – Veröff. niedersächs. Inst. Landeskde. u. Landesentwickl. Univ. Göttingen, (**A**) **100**: 253 S., 16 Abb., 15 Tab., 12 Kt.; Göttingen, Hannover.
- DECHEN, H. VON (1856): Der Teutoburger Wald. Eine geognostische Skizze. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **13**: 331 – 410; Bonn.
- Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002, 1. Aufl. – Potsdam.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1995): Geologie im Münsterland. – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld.
- HAMM, F.; HILTERMANN, H. (1960): Geologie, Paläontologie und Mineralogie. Naturwissenschaftliche Bibliographie des Osnabrücker Raumes. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **29**: 108 – 147; Osnabrück.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). – [Zugl. in: Bochumer geogr. Arb. Sonderdr., **2**]
- HESMER, H. (1958): Wald und Forstwirtschaft in Nordrhein-Westfalen. – 540 S., 155 Abb., 43 Tab.; Hannover (Schaper).
- KLASSEN, H. [Hrsg.] (1984): Geologie des Osnabrücker Berglandes. – Textbd.: XVI + 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf.; Anl.-Bd.: 30 Anl. u. Geol. Kt. <1 : 200 000> CC 3910 Bielefeld; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).
- MEISEL, S. (1959): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 85 Minden. – Geogr. Landesaufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtlid., **85**: 50 S., 2 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskde.).
- MEISEL, S. (1959): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 98 Detmold. – Geogr. Landesaufn. <1 : 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtlid., **98**: 40 S., 3 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskde.).
- MLOTKE, F.-D. (1971): Die Landschaft an der Porta Westfalica, **1**: Die Naturlandschaft. – 265 S., 182 Abb., 1 Kt.; Hannover (Selbstverl. Geogr. Ges.).
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, **14**: XI + 302 S., 32 Abb., 17 Tab. + Kt.-Bd.; Münster/Westf.
- PANNKOKE, E. (1983): Kreis Herford – Geologie und Landschaft. – In: KNACKSTEDT, W.: Chronik des Kreises Herford: 7 – 26, 10 Abb., 2 Tab.; Herford.
- PITTELKOW, H. (1941): Der Teutoburger Wald, geographisch betrachtet. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **8**: 151 S., 47 Abb., 1 Taf.; Oldenburg.
- PITTELKOW, H. (1954): Das Weser-Wiehengebirge. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **53**: 55 S., 20 Abb., 1 Taf.; Bremen-Horn.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1982): Beiträge zur Geologie des Lippischen Berglandes. Ein Überblick. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **55**: 1 – 16, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.

- SPREITZER, H. (1939): Die Pässe und Durchbruchstäler der Weserkette und des Wiehengebirges. – *Wirtsch. u. Geogr. dt. Westen*, **5**: 9 – 71, zahlr. Abb. u. Taf.; Berlin.
- SPRINGHORN, R. (1985): Geologie und Böden in Lippe. – In: HOHENSCHWERDT, F. [Hrsg.]: Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland : Der Kreis Lippe, **1**: 11 – 24; Stuttgart.
- TEMLITZ, K. (1995): Geologische Entwicklung des Weserberglandes. – *Spieker*, **37**: 1 – 12, 4 Abb.; Münster/Westf.
- THIERMANN, A. (1987), mit Beitr. von KOCH, M.: Erläuterungen zu Blatt C 3910 Rheine. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>*, Erl., **C 3910**: 68 S., 14 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- versch. Autoren (1971): Natürliche Grundlagen. – In: BEHR, H.-J. [Hrsg.]: Der Landkreis Osnabrück: Geschichte und Gegenwart: 23 bis 88, 21 Abb., 2 Tab.; Osnabrück. – [i. A. Landkr. Osnabrück]
- versch. Autoren (1993): Naturraum und Kulturlandschaft. – In: RINNE, W.: [Hrsg.]: Landeskunde Nordrhein-Westfalen : Lippe: 83 – 124, 45 Abb., 2 Tab.; Paderborn. – [i. A. Lipp. Heimatb.]
- WEERTH, O. (1929): Geologie des Landes Lippe. – *Sonderveröff. naturwiss. Ver. Land Lippe*, **3**: 156 S.; Detmold.
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, 2. Aufl. – 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- Geologischer Bau**
- BALDSCHUHN, R.; KOCKEL, F. (1999): Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachsen-Beckens. – *Z. dt. geol. Ges.*, **150**: 673 – 695, 15 Abb.; Stuttgart.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1973): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. *Tl. 1: Karbon bis Keuper.* – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **21**: 17 – 95, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1975): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. *Tl. 2: Jura bis Tertiär und Altersfrage.* – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **22**: 59 – 146, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1977): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. *Tl. 3: Nachträge zu den Lagerstätten und Kausalfrage.* – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **23**: 9 – 89, 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- DEUTLOFF, O.; TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; WOLF, M. (1980): Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1980**: 321 – 341, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G. (1985): Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V. [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 189 – 216, 18 Abb., 5 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- MARTINI, H. J. (1936): Die Grabenzonen westlich Kassel als Trennfugen großer Schollen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **88**: 580 S.; Berlin.
- MEIBURG, P. (1969): Die Warburger Störungszone. Ein Beitrag zur Geologie des Warme-Diemel-Gebietes (Nordhessen/Ost-Westfalen). – *Diss. Univ. Münster*: 394 S., 71 Abb., 15 Tab., 49 Taf., 5 Anl.; Münster/Westf. – [Unveröff.].
- MEIBURG, P. (1976): Zur Tektogenese des Egge-Systems. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **15**: 1 – 4, 1 Abb.; Hannover.

- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – *Geotekt. Forsch.*, **62**: II + 267 S., 84 Abb., 1 Tab., 8 Beil.; Stuttgart.
- MÜLLER, A. (1982): Zur Geologie zwischen Vinsebeck und Leopoldstal (Lippe). – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **55**: 95 – 111, 1 Abb., 1 Beil.; Münster/Westf.
- ROHDE, P. (1963): Das Störungsfeld der Pyrmonter Achse im Nord-Teil des Lippischen Berglandes. – *Diss. Univ. Münster*: 134 S., 107 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.].
- ROSENFELD, U. (1977): Zur Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128** (1): 25 – 39, 4 Abb.; Hannover.
- ROSENFELD, U. (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osning-Tektonik. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **166** (1): 34 – 49, 1 Abb.; Stuttgart.
- SCHREIBER, U.; ROTSCH, S. (1998): Cenozoic block rotation according to shear system in central Europe – indications from palaeomagnetic measurements. – *Tectonophysics*, **299**: 111 bis 142, 17 Abb.; Amsterdam.
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand – flache Abscherbahn oder wrench-fault-system? – *Geol. Rdsch.*, **27**: 101 – 114, 11 Abb.; Stuttgart.
- BETZ, D.; FÜHRER, F.; GREINER, G.; PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – *Tectonophysics*, **137**: 127 – 170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BIDDLE, K. T.; CHRISTIE-BLICK, N. (1985): Glossary – Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. – *Spec. Publ. soc. econ. Paleont. and Mineral.*, **37**: 375 – 386, 3 Abb.; Tulsa/Okla.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – *Geol. Jb.*, **85**: 861 – 900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- DEUTLOFF, O.; TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; WOLF, M. (1980): Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1980**: 321 – 341, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- DOHR, G. (1983): Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen über den Bau des Nordwestdeutschen Beckens. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **99** (7/8): 252 – 267, 20 Abb.; Hamburg.
- DOHR, G. (1989): Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten zur Untersuchung des tieferen Untergrundes in Nordwestdeutschland. – *Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss.*, **2**: 4 – 22, 13 Abb., 2 Anl.; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1992): Zur Faziesentwicklung im Oberkarbon des Ruhrbeckens, abgeleitet aus Mächtigkeitkarten und lithostratigraphischen Gesamtprofilen. – *Z. angew. Geol.*, **38**: 41 – 48, 9 Abb.; Berlin.
- EBERT, A. (1954), mit Beitr. von LEISSER, J.: Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. – *Beih. geol. Jb.*, **14**: 113 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- FABIAN, H.-J. (1956): Das Namur der Bohrung Bielefeld 1. – *Z. dt. geol. Ges.*, **107**: 66 – 72, 2 Abb.; Hannover.
- FABIAN, H.-J. (1958): Neue Beobachtungen zur regionalen Verbreitung des Oberkarbons aus Bohrungen in Lippe und Südhannover. – *Z. dt. geol. Ges.*, **109**: 475 – 482, 2 Abb.; Hannover.
- FABIAN, H.-J. (1971): Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich : Stratigraphie und Tektonik. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **19**: 87 – 100, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. Fakten und Hypothesen. – Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss., **4**: 19 – 75, 22 Abb.; Hannover.
- GÜNTHER, K.; DROZDZEWSKI, G.; HISS M. (1998): Neue Erkenntnisse zum geologischen Bau des „Kleinen Berges“ zwischen Bad Laer und Bad Rothenfelde (südwestliches Niedersachsen) aufgrund der Ergebnisse der Tiefbohrung „Bad Laer Z 1“ (1993). – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 87 – 113, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HAGLAUER-RUPPEL, B. (1991): Kinematik und Begleitstrukturen von Scherzonen – Experimente und Beispiele Mitteleuropas (mit besonderer Berücksichtigung des Osning-Lineamentes. – Diss. Bochum: 213 S., 75 Abb., 4 Tab.; Bochum.
- HARDING, T. P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. – AAPG Bull., **69** (4): 582 – 600, 13 Abb.; Tulsa/Okla.
- HAVLENA, V. (1968): Über das Alter und die Entstehung der roten Schichten des Karbons von Ibbenbüren. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1968**: 142 – 152, 4 Abb.; Stuttgart.
- HEDEMANN, H.-A.; SCHUSTER, A.; STANCU-KRISTOFF, G.; LÖSCH, J. (1984): Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 39 – 88, 16 Abb.; Krefeld.
- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 141, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HOLLMANN, G.; KLUG, B.; SCHMITZ, J.; STAHL, E.; WELLENS, M. (1997): Schneeren-Husum – zur Geologie einer Erdgaslagerstätte im Nordwestdeutschen Oberkarbon. – Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss., **13**: 33 – 34, 7 Abb., Hannover.
- KRAFT, TH. (1992): Faziesentwicklung vom flözleeren zum flözführenden Oberkarbon (Namur B – C) im südlichen Ruhrgebiet. – DGMK-Forsch.-Ber., **384** (6): 146 S., 50 Abb., 3 Tab.; Hamburg.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- LOTZE, F. (1938): Das Problem der „saxonischen Faltung“. – Geotekt. Forsch., **3**: 73 – 84; Berlin.
- LOTZE, F. (1953): Einige Probleme der Osningtektonik. – Geotekt. Forsch., **9/10**: 7 – 17, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- LUX, G. (1961): Tektonik der Ibbenbüerer Karbonscholle. – Diss. Univ. Münster: 127 S., 111 Abb., 5 Kt.; Münster/Westf.
- NODOP, I. (1971): Tiefenfraktionsseismischer Befund im Profil Vermold – Lübbecke – Nienburg. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 411 – 421, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs : Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385 – 422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- PETMECKY, S.; MEIER, L.; REISER, H.; LITTKE, R. (1999): High thermal maturity in the Lower Saxony Basin: Intrusion or deep burial? – Tectonophysics, **304**: 317 – 344, 9 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- SCHUSTER, A.; HÄDICKE, M.; KÖWING, K. (1987): Die Einheitsbezeichnungen der Flöze im Steinkohlenrevier Ibbenbüren. – Geol. Jb., **A 99**: 3 – 56, 4 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SCHWAB, G.; BENECK, R.; JUBITZ, K.-H.; TESCHKE, H.-J. (1982): Interplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke. – Z. geol. Wiss., **10**: 397 – 413; Berlin.
- SELTER, V. (1990): Sedimentologie und Klimaentwicklung im Westfal C/D und Stefan des nordwestdeutschen Oberkarbon-Beckens. – DGMK-Forsch.-Ber., **384** (3): 311 S., 104 Abb., 10 Tab.; Hamburg.
- 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.
- STREHLAU, K. (1988): Fazies und Genese von Kohlenflözen im nordwestdeutschen Oberkarbon. – DGMK-Forsch.-Ber., **384** (1): 380 S., 172 Abb., 39 Tab., 15 Bilder; Hamburg.

- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **32**: 11 – 34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- VOIGT, E. (1960): Über den Zechsteingraben des Piesberges bei Osnabrück. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **29**: 5 – 25, 4 Abb., 2 Taf.; Hamburg.
- WALTER, R. (1995), mit Beitr. von GIESE, P.; WALTHER, H. W.; DILL, H. G.: Geologie von Mitteleuropa, 6. Aufl. – IX + 566 S., 151 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P.; SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., **57**: 74 – 96, 16 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Okla.
- ZIEGENHARDT, W. (1979): Zur Entwicklung einiger Vorstellungen über salinar-tektonisch geprägte germanotype Strukturen. – Z. angew. Geol., **25**: 413 – 419; Berlin.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe 1990, 2. Aufl. – 239 S., 100 Abb., 56 Taf.; Den Haag (Shell Internat. Petrol. Maatsch.). – [Text- u. Taf.-Bd.]
- Perm*
- BEST, G. (1988): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwestdeutschland und in der südlichen deutschen Nordsee nach Bohrlochmessungen (Gamma-Ray- und Sonic-Log). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 19 – 22, 1 Abb.; Wiesbaden.
- FABIAN, H.-J. (1954): Oberkarbon und Rotliegendes in neueren Bohrungen im Münsterland sowie in der östlichen und nördlichen Umrandung der Rheinischen Masse. – Erdöl u. Kohle, **7**: 66 – 70, 1 Abb.; Hamburg.
- FABIAN, H.-J. (1957): Die Faziesentwicklung des Zechsteins zwischen Bielefeld und Hameln. – Geol. Jb., **73**: 127 – 134, 3 Abb.; Hannover.
- FABIAN, H.-J.; MÜLLER, G. (1962): Zur Petrographie und Altersstellung präsalinärer Sedimente zwischen der mittleren Weser und der Ems. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (3): 1115 bis 1139, 3 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 484 – 531, 10 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- FULDA, E. (1938): Steinsalz und Kalisalz. – In: BEYSLAG, F.; KRUSCH, P.; VOGT, H. L. [Hrsg.]: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung, **3** (2): – 240 S., 94 Abb.; Stuttgart.
- GAST, R. E. (1988): Rifting im Rotliegenden Niedersachsens. – Die Geowissenschaften, **6**: 115 – 122, 14 Abb.; Weinheim.
- GRALLA, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland – Lithostratigraphie und Faziesanalyse. – Geol. Jb., **A 106**: 3 – 59, 34 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- HEIDORN, F. (1949): Über den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. – In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 97 – 113, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- HERRMANN, R. (1969): Die Auslaugung der Zechsteinsalze im niedersächsisch-westfälischen Grenzgebiet bei Bad Pyrmont. – Geol. Jb., **87**: 277 – 294, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- KÄDING, K.-CH. (1977): Salinarformation des Zechsteins. – In: Erläuterungen zu Blatt 4323 Uslar. – Geol. Kt. Niedersachs. <1 : 25 000>, Erl., **4323**: 13 – 16, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KÄDING, K.-CH. (2000): Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge) – Stratigraphie und Verbreitung des z4 bis z7 im Zechstein-Becken. – Gückauf, **136** (Kali u. Steinsalz, **13**): 760 – 770, 7 Abb., 1 Tab.; Essen.
- KATZUNG, G. (1972): Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. – Geologie, **21**: 570 – 584; Berlin.
- KULICK, J.; LEIFELD, D.; MEISL, S.; PÖSCHL, W.; STELLMACHER, R.; STRECKER, G.; THEUERJAHR, A.-K.; WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3 – 223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.

- LOTZE, F. (1938): Steinsalz und Kalisalze. – In: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“: 936 S., 353 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- MUNK, W.; MARTIN, O.; TRUNKÓ, L. (1993): Neue Aspekte zur stratigraphischen und faziellen Bewertung des Cornberger Sandsteins (Tatarium, Oberperm) mit Beschreibung erstmaliger Pflanzenfunde. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 17 – 40, 14 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- PAUL, J. (1982): Zur Rand- und Schwellenfazies des Kupferschiefers. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 571 – 605, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- PAUL, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. – Geol. Jb., **A 131**: 197 – 218, 11 Abb.; Hannover.
- PLEIN, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens. – Geol. Jb., **A 131**: 99 – 116, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- RENNER, O. (1915): Über den Zechstein an der Pyromonter Achse. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **66**: 1 – 7; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Über saline Sedimentation. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 593 bis 645, 30 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843 – 854, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Saline deposits in Germany: a review and general introduction to the excursions. – In: RICHTER-BERNBURG, G. [Hrsg.]: Geology of saline deposits: 275 – 287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (Unesco). – [Symp. <1968, Hannover>, Proc.]
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Exkursionen in den deutschen Zechstein, Einführung. – In: Exk.-Führer I / Internationales Symposium Zechstein 1987: 15 – 24, 7 Abb.; Wiesbaden. – [Internat. Symp. Zechstein <1987, Kassel, Hannover>]
- SANNEMANN, D.; ZIMDARS, J.; PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 33 – 69, 7 Abb., 1 Tab., 11 Taf.; Hannover.
- SCHRÖDER, L.; PLEIN, E.; BACHMANN, G. H.; GAST, R. E.; GEBHARDT, U.; GRAF, R.; HELMUTH, H.-J.; PASTERNAK, M.; PORTH, H.; SÜSSMUTH, S. (1995): Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken. – Geol. Jb., **A 148**: 3 – 21, 5 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Hannover.
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – Beih. geol. Jb., **112**: 51 S., 10 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.

Trias

- ALTHOFF, W.; BÜCHNER, M. (1979): Geologie des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. – Geol. u. Mineral. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **1**: 24 S., 16 Abb., 3 Taf.; Bielefeld.
- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisichen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – Z. dt. geol. Ges., **145**: 325 – 342, 6 Abb., Hannover.
- BACKHAUS, E. (1996): Eine biostratigraphische Bewertung der Faunen im Buntsandstein des germanischen Beckens. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **78**: 257 – 279, 1 Tab.; Stuttgart.
- BEUTLER, G.; FARRENSCHON, J.; HAUSCHKE, N.; OPPERMAN, K.; SEELING, M. (1999): Das Typusprofil der Weser-Formation (Oberer Gipskeuper, Mittlerer Keuper) nördlich Polle/Weser (südliches Niedersachsen). – Halle-sches Jb. Geowiss., **B 21**: 55 – 66, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Halle/Saale.
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. – Geol. Jb., **A 90**: 3 – 125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover.

- BÜCHNER, M. (1986): Geothermisch bedingte Veränderungen in Rhät- und Jura-Gesteinen des Unteren Weserberglandes als Folge des Vlothoer Glutflußmassivs. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **28**: 109 – 138, 19 Abb.; Bielefeld.
- BUSSE, E. (1972): Zur Stratigraphie des Oberen Muschelkalks im Diemeltal bei Warburg. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 135 bis 152, 2 Abb.; Wiesbaden.
- BUSSE, E. (1983): Die stratigraphische Lage der „Astarte-Bank“ im Oberen Muschelkalk (Anis/Ladin) von Willebadessen/Westfalen. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 161 – 164; Wiesbaden.
- BUSSE, E.; HORN, M. (1983): Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 73 – 84, 1 Abb.; Wiesbaden.
- DIEDRICH, C. (2001): Feinstratigraphische Untersuchungen der Wirbeltierfährtenhorizonte des Unteren Muschelkalkes am Westerberg in Osnabrück (NW-Deutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **27**: 21 – 38, 5 Abb.; Osnabrück.
- DUCHROW, H. (1968), unter Mitarb. von FEHLAU, K. P.; KESSLER, G.; LORENZ, W.; PARIKH, R.; SCHMIDT, C.; SCHOLZ, R.: Stratigraphie und Lithologie des Keupers im Lippischen Berglande. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 371 – 387, 12 Abb.; Hannover.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 620 – 662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- EICKELBERG, U. (1981): Zur Stratigraphie und Tektonik der Osning-Achse im Raum Detmold. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **55**: 17 – 40, 7 Abb., 4 Tab., 1 Beil.; Münster/Westf.
- FARRENSCHON, J. (1990): Stratigraphische und tektonische Verhältnisse am Südrand des Eggegebirges. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181**: 61 – 77, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- GAERTNER, H. (1993): Zur Gliederung des Muschelkalks in Nordwestdeutschland in Tiefbohrungen anhand von Bohrlochmessungen. – In: HAGDORN, H.; SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991, Sonderbde. Ges. Naturkde. Württ., **2**: 57 – 64, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart, Korb.
- GAERTNER, H.; RÖHLING, H.-G. (1993): Zur lithostratigraphischen Gliederung und Paläogeographie des Mittleren Muschelkalks im Nordwestdeutschen Becken. – In: HAGDORN, H.; SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991, Sonderbde. Ges. Naturkde. Württ., **2**: 85 – 103, 15 Abb.; Stuttgart, Korb.
- HAACK, W. (1927): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **47**: 160 – 207, 2 Abb., 7 Tab.; Berlin.
- HAGDORN, H. (1982): *Chelocrinus schlotheimi* (QUENSTEDT) 1835 aus dem Oberen Muschelkalk (mo1, Anisium) von Nordwestdeutschland. – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **4**: 38 S., 29 Abb., 6 Tab.; Bielefeld.
- HAGDORN, H.; HORN, M.; SIMON, TH. (1993): Vorschläge für eine lithostratigraphische Gliederung und Nomenklatur des Muschelkalks in Deutschland. – In: HAGDORN, H.; SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991, Sonderbde. Ges. Naturkde. Württ. **2**: 39 – 46, 1 Tab.; Stuttgart, Korb.
- HAUSCHKE, N. (1982): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **55**: 113 – 147, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., 7 Anl.; Münster/Westf.
- HAUSCHKE, N. (1987): Knollige und tepeeartige Strukturen – Indikatoren für die frühdiagenetische Bildung von Ca-Sulfaten unter Playa-Bedingungen im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **175**: 147 – 179, 16 Abb.; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N. (1989): Steinsalzkrystallmarken – Begriff, Deutung und Bedeutung für das Playa-Playasee-Faziesmodell. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 355 – 369, 6 Abb.; Hannover.
- HAUSCHKE, N.; HEUNISCH, C. (1989): Sedimentologische und palynologische Aspekte einer zyklisch entwickelten lakustrischen Sequenz im höheren Teil des Unteren Gipskeupers (km1, Obere Trias) Nordwestdeutschlands. – Lipp. Mitt. Gesch. u. Landeskd., **58**: 233 – 256, 3 Abb., 3 Taf.; Detmold.

- HAUSCHKE, N.; HEUNISCH, C. (1990): Lithologie und Palynologie der Bohrung USB 3 (Horn-Bad Meinberg, Ostwestfalen): ein Beitrag zur Faziesentwicklung im Keuper. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181**: 79 – 105, 5 Abb.; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N.; WILDE, V. [Hrsg.] (1999): Trias, eine ganz andere Welt – Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. – 647 S., zahlr. Abb. u. Tab.; München (Pfeil).
- HERRMANN, A. (1959): Die Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins bei Wrexen/Waldeck. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 317 – 327, 1 Tab.; Wiesbaden.
- 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.
- HESSE, R. (1991): Untersuchungen an einem monotypischen Fund von *Encrinus liliiformis* aus dem Oberen Muschelkalk bei Bad Driburg. – Geol. u. Paläont. Westf., **19**: 7 – 46, 21 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Münster/Westf.
- HEUNISCH, C. (1990): Palynologie der Bohrung „Natzungen 1979“, Blatt 4321 Borgholz (Trias; Oberer Muschelkalk 2, 3, Unterer Keuper). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1990**: 17 – 42, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HEUNISCH, C. (1996): Palynologische Untersuchungen im oberen Keuper Nordwestdeutschlands. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **200**: 87 – 105, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637 – 716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- HORN, M. (1991): Buntsandstein und Muschelkalk am Westrand der Hessischen Senke (Exkursion H am 6. April 1991). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **73**: 155 – 176, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KLAGES, O. (1962): Der Steinmergelkeuper von Erder. – Aufschluss, **13**: 72 – 74, 2 Abb.; Göttingen.
- KLOSTERMANN, J. (1977): Zur Geologie der Umgebung von Bad Meinberg. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 41 – 55, 3 Abb., 2 Tab.; 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.
- KRUS, H.-D. (1987): Die „Brakeler Muschelkalkschwelle“. Das Werden und Wesen einer Landschaft aus geologischer Sicht. – Egge-Weser, **4** (1): 21 – 42; Hötter.
- KÜHL, K. W. (1957): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. – Diss. TH Braunschweig: III + 63 S., 6 Abb., 2 Tab.; Braunschweig. – [Kurzfass.]
- KULICK, J. (1961): Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 276 – 309, 8 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- KULICK, J.; RAMBOW, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtfolgen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck/Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 229 bis 269, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LANGER, A. (1989): Lithostratigraphische, technologische und geochemische Untersuchungen im Muschelkalk des Osnabrücker Berglandes. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **29**: 114 S., 16 Abb., 22 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- LEGGEWIE, R.; FÜCHTBAUER, H.; EL-NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). – Geol. Rdsch., **66**: 551 – 577, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LEPPER, J. (1991), mit Beitr. von GROETZNER, J.-P.; HAUBOLD, C.; JORDAN, H.; LEIBER, C.; MENGELING, H.; ROHDE, P.; SPONAGEL, H.; THIEM, W.: Beiheft zur Geologischen Wanderkarte Mittleres Weserbergland und Naturpark Solling-Vogler 1:100 000. – Beih. Ber. naturhist. Ges. Hannover, **10**: 51 S., 32 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- LEPPER, J. (1993): Die Hannoverschen Klippen bei Karlshafen – Dokumentation eines Geotopes. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **135**: 213 – 219, 3 Abb.; Hannover.

- LORENZ, W. (1967): Über Muschelkalkaufschlüsse in Zentral-Lippe. – Aufschluss, **18**: 144 – 150, 9 Abb.; Heidelberg.
- LUKAS, V. (1991): Die Terebratel-Bänke (Unterer Muschelkalk, Trias) in Hessen – ein Abbild kurzzeitiger Faziesänderungen im westlichen Germanischen Becken. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 119 – 175, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- NOLTE, H. (1982): Zur Geologie der Berlebecker Achse zwischen Hiddesen und Horn-Bad Meinberg unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie des Oberen Muschelkalks. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **55**: 41 – 55, 3 Abb., 2 Tab., 1 Beil.; Münster/Westf.
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Geol. Rdsch., **71**: 795 – 811, 13 Abb.; Stuttgart.
- PLESKER, M. (1995): Neue Funde einiger Knochenfische (Osteichthyes) aus dem Oberen Muschelkalk (mo 2) des Weserberglandes. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd., **64**: 303 bis 322, 13 Abb.; Detmold.
- REITZ, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – Geol. Abh. Hessen, **86**: 36 S., 11 Abb., 11 Taf.; Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127 – 132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RÖHL, U. (1990): Parallelisierung des norddeutschen Oberen Muschelkalks mit dem süddeutschen Hauptmuschelkalk anhand von Sedimentationszyklen. – Geol. Rdsch., **79**: 13 – 26, 7 Abb.; Stuttgart.
- RÖHL, U. (1993): Sequenzstratigraphie im zyklisch gegliederten Oberen Muschelkalk Norddeutschlands. – In: HAGDORN, H.; SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991, Sonderbd. Ges. Naturkd. Württ., **2**: 29 – 36, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart, Korb.
- ROHDE, P. (1963): Der tiefere Teil des Oberen Muschelkalks im nordlippischen Weserbergland (Beispiel einer für den nord- und mitteldeutschen Raum normalen Entwicklung). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 303 – 314, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- ROSE, K.-H. (1986): Ceratiten-Verbreitung im Oberen Muschelkalk des Weserberglandes am Beispiel der Profile von Daspe und Großenberg. – Aufschluss, **37**: 294 – 312, 6 Abb.; Heidelberg.
- ROSENFELD, U. (1961): Karsterscheinungen in der Osning-Zone. – Hagener Beitr. Gesch. u. Landeskd., **3**: 81 – 98, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hagen.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U.; THIELE, I. (1992): Der Untere Muschelkalk am Nordrand der Rheinischen Masse: Fazies und Mächtigkeiten (Trias, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., **Mh., 1992**: 487 – 512, 8 Abb.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U.; THIELE-PAPKE, I. (1995): Zur Mikrofazies im Unteren Muschelkalk am Nordrand der Rheinischen Masse (Trias, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **198**: 197 – 221, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- SANDER, A. (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander-von-Humboldt-Sprudel im Vergleich mit Übertageaufschlüssen des Weserberglandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 89 – 108, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. – 461 S., 1220 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ. (Hohenlohe'sche Buchhdlg. F. Rau).
- SCHMIDT, M. (1938): Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag 1938. – 144 S., zahlr. Abb.; Öhringen/Württ. (Hohenlohe'sche Buchhdlg. F. Rau).
- SCHULZ, N. (1991): Geologie des Röntorfer Hochbereichs (nordwestliche Pyrmonter Achse). – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd., **60**: 231 – 284, 23 Abb., 6 Tab.; Detmold.
- SCHWENKE, W. (1982): Zur Keuper-Stratigraphie des Lipper Berglandes im Raum südöstlich Bad Meinberg. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **55**: 57 – 73, 3 Tab., 1 Beil.; Münster/Westf.

- SERAPHIM, E. TH. (1961): Über Karsterscheinungen im Unteren Muschelkalk bei Hillegossen. – Hagener Beitr. Gesch. u. Landeskde., **3**: 99 – 105, 3 Abb.; Hagen.
- SPRINGHORN, R. (1993): Naturraum und Kulturlandschaft. – In: RINNE, W. [Hrsg.]: Landeskunde Nordrhein-Westfalen : Lippe: 83 – 103, 23 Abb.; Paderborn (Schöningh) – [i. A. Lipp. Heimatbd.].
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. – Erdöl-Z., **77** (9): 361 – 367, 7 Abb.; Wien, Hamburg
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., **79** (7): 277 – 292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
- WILL, H.-J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Beih. Geol. Jb., **54**: 240 S., 50 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1961): Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in NW-Deutschland. – Geotekt. Forsch., **14**: 7 – 74, 17 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. – N. Jb. Geol. u. Paläont., **Mh.**, **1968**: 535 – 559, 12 Abb.; Stuttgart.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65, 32 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **33**: 140 S., 57 Abb., 4 Taf.; Hamburg.
- WURSTER, P. (1964): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54**: 224 – 240, 11 Abb.; Stuttgart.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner geowiss. Abh., (**A**) **54**: 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- Jura*
- BININDA, R. (1986): Cornbrash-Sande im zentralen Teil des Niedersächsischen Beckens. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **12**: 7 – 45, 23 Abb.; Osnabrück.
- BRAND, E.; HOFFMANN, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. – Erdöl u. Kohle, **16**: 437 – 450, 14 Abb.; Hamburg.
- BRAND, E.; JORDAN, R. (1990): Zur Paläogeographie des Ober-Bathonium (Dogger) im nordwestdeutschen Becken und neuere Ergebnisse für den Raum Hildesheim. – Geol. Jb., **A 121**: 9 – 20, 2 Abb.; Hannover.
- BÜCHNER, M.; HOFFMANN, K.; JORDAN, R. (1986): Die Tongruben der Ziegeleien im Unter-Pliensbachium (Lias gamma) der weiteren Umgebung von Bielefeld, ihre Geologie und Betriebsgeschichte. Ein Beitrag für künftige Rohstoff-Erschließungen. – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **1**: 57 S., 35 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Bielefeld.
- EBEL, R. (1995): Über neue Aufschlüsse im Ober-Sinemurium (Lias beta, Unterer Jura) der Herforder Liasmulde (Nordflügel). – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld Umgegend, **36**: 15 – 48, 6 Abb., 3 Tab.; Bielefeld
- FREITAG, K.-P. (1970): Feinstratigraphische und petrographische Untersuchungen im erzführenden Korallenoolith (unterer Malm) des westlichen Wesergebirges (Nordwestdeutschland). – Clausthaller H., **9**: 185 – 214, 10 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Berlin.
- FRIESE, H.; KLASSEN, H. (1979): Die Saurierfährten von Barkhausen im Wiehengebirge. – Veröff. Landkreis Osnabrück, **1**: 36 S., 23 Abb.; Osnabrück.
- GRAMANN, F.; HEUNISCH, C.; KLASSEN, H.; KOCKEL, F.; DULCE, G.; HARMS, F.-J.; KATSCHOREK, T.; MÖNNIG, E.; SCHUDACK, M.; SCHUDACK, U.; THIES, D.; WEISS, M. (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken – Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. – Z. dt. geol. Ges., **148** (2): 165 – 236, 18 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.

- HARMS, F.-J.; KLASSEN, H. (1995): Die Gamma-Strahlen-Meßkurve der Oberjura-Gesteinsfolgen in Preußisch Oldendorf und Wehrendorf (Westliches Wiehengebirge, Nordwestdeutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt. **20/21**: 167 – 179, 4 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- HOFFMANN, K. (1982), unter Mitarb. von JORDAN, R.: Die Stratigraphie, Paläogeographie und Ammonitenführung des Unter-Pliensbachium (Carixium, Lias gamma) in Nordwest-Deutschland. – Geol. Jb., **A 55**: 3 – 439, 32 Abb., 3 Tab., 40 Taf.; Hannover.
- KLASSEN, H. (1968): Stratigraphie und Fazies des tieferen Malm im Wiehengebirge und Teutoburger Wald. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **32**: 39 – 96, 2 Abb., 4 Anl.; Osnabrück.
- KLINGLER, W. (1962): Lias Deutschlands. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie: 73 – 122, 2 Tab., 7 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- KLÜPFEL, W. (1931): Stratigraphie der Weserkette (Oberer Dogger und Malm unter besonderer Berücksichtigung des Oberoxford), Tl. 1 u. 2. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **129**: 423 S., 4 Tab.; Berlin.
- KNAUFF, W. (1987): Karl Hoffmann – ein Leben für den Jura. Rückblick und Würdigung anlässlich seines 90. Geburtstages. – Stuttgarter Beitr. Naturkde., **B 137**: 1 – 10, 2 Abb.; Stuttgart.
- KNAUFF, W. (1989): Zur Frage verarmter Mikrofaunen im Lias bei Herford. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 47 – 55, 3 Abb.; Münster/Westf.
- LANGE, W. (1973): Zur Paläontologie jurassischer Invertebraten – Ammoniten und Ostreen (Biostratigraphie, Ökologie, Zoogeographie) des Callovium/Oxfordium-Grenzbereichs im Wiehengebirge. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **27**: 209 S., 27 Abb., 5 Tab., 25 Taf.; Münster/Westf.
- METZ, M. (1990): Ein neues Bajocium-Profil (Mittlerer Jura) im Osnabrücker Bergland (Niedersachsen). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **16**: 7 – 29, 2 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Osnabrück.
- METZ, M. (1992): Die Faunenhorizonte der „Subfurcaten-Schichten“ (Bajocium, Niortense-Zone) in Nordwestdeutschland. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **18**: 25 – 65, 5 Abb., 4 Taf.; Osnabrück.
- METZDORF, R. (1997): Ein Krokodil-Unterkiefer (Metriorhynchus) aus dem Ornatenton (Mittelcallovium) von Oberlütbe (Wiehengebirge). – Coral Res. Bull., **5**: 319 – 321, 1 Taf.; Dresden.
- MICHELIS, I.; SANDER, P. M.; METZDORF, R.; BREITKREUZ, H. (1996): Die Vertebratenfauna des Calloviums (Mittlerer Jura) aus dem Steinbruch Störmer (Wallücke, Wiehengebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **44**: 66 S., 20 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Münster/Westf.
- MÖNNIG, E. (1989): Stratigraphie und Fazies des Calloviums im Raum Porta – Hannover – Hildesheim. – Clausthaler geowiss. Diss., **37**: 183 S., 37 Tab., 3 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- MÖNNIG, E. (1991): Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (Nordwestdeutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **19**: 47 bis 53, 2 Abb.; Münster/Westf.
- MÖNNIG, E. (1993): Die Ornatenton-Formation in Nordwestdeutschland. – Newsl. Stratigr., **28**: 131 – 150, 7 Abb., 1 Tab., 1 Anl.; Berlin, Stuttgart.
- NAUKE, M. (1975): Zur Sedimentologie des Unterkimmeridge im westlichen Weser- und Wiehengebirge. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Hamburg, **44**: 469 – 494, 13 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- SACHS, S. (1996): Dinosaurierfunde aus Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld Umgegend, **37**: 237 – 253, 9 Abb.; 2 Tab.; Bielefeld.
- SCHUBERT S.; METZDORF, R. (2000): Ein neues Lias-Profil (Hettangium/Sinemurium) an der neuen Umgehungsstraße östlich von Heepen bei Bielefeld. – Geol. u. Paläont. Westf., **56**: 45 bis 65, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Münster/Westf.
- SCHULT, N.; METZ, M.; KLASSEN, H. (1995): Das Jura-Profil (Ober-Bajocium bis Mittel-Kimmeridge) des Erdgasgrabens Oberbauerschaft (Wiehengebirge, Nordwestdeutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt. **20/21**: 181 – 204, 3 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.

- SCHULTKA, S. (1991): Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges. – Geol. u. Paläont. Westf., **19**: 55 – 93; 3 Tab., 2 Taf.; Münster/Westf.
- WAGENER, R. (1964), mit Beitr. von BRANDT, O.: Die jurassischen Bildungen der Gegend zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **21**: 7 – 33; Bonn.
- Kreide*
- ARNOLD, H. (1968), mit Beitr. von KNAUFF, W.: Das Obercampan des Stemweder Berges bei Haldem und seine Fauna. – Veröff. Überseemus. Bremen, Naturwiss., (**A**) **3**: 273 – 342, 48 Abb., 2 Tab.; Bremen.
- BLÖMER, N. (1990): Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Kühltener Kreidescholle (Oberes Weserbergland). – Dipl.-Arb. u. Dipl.-Kart. Univ. Münster: 88 S., 41 Abb., 4 Kt.: Münster/Westf.
- BREITKREUTZ, H.; DIEDRICH, R.; METZDORF, R. (1991): Fossilfunde aus der Schwarz-Bunten Wechselfolge (Ob. Cenoman bis Unterturon) des Ostwestfalendamms bei Bielefeld. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld Umgegend **32**: 37 bis 48, 12 Abb.; Bielefeld.
- DÖLLING, M. (in Vorber.): Erläuterungen zu Blatt 3516 Lemförde. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3516**: Krefeld.
- ERNST, G.; SCHMID, F.; SEIBERTZ, E. (1983), unter Mitarb. von KELLER, S.; WOOD, C. J.: Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HARDENBOL, J.; BACKSROM, S. (1999): On the Cretaceous time scale. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **212**: 3 – 14, 4 Abb.; Stuttgart.
- HAGEMEISTER, D. (1988): Der Stemweder Berg. – In: WEIDERT, W. K. [Hrsg.]: Klassische Fundstellen der Paläontologie – **I**: 98 – 104, 8 Abb., 1 Tab.; Korb.
- HARLAND, W. B.; ARMSTRONG, R. L.; COX, A. V.; CRAIG, L. E.; SMITH, A. G.; SMITH, D. G. (1990). A geological time scale 1989. – Cambridge Earth Sci. Ser., **92**: 263 S., 210 Abb., 26 Tab.; Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney (Cambridge Univ. Press).
- HENDRICKS, A.; SPEETZEN, E. (1983): Der Osning-Sandstein im Teutoburger Wald und im Egge-Gebirge (NW Deutschland) – ein marines Küstensediment aus der Unterkreide-Zeit. – Abh. westf. Mus. Naturkde., **45**: 1 – 11, 7 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf.
- HISS, M. (1995): Kreide. – In: Geologie im Münsterland: 41 – 65, 11 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- JÄGER, M. (1981): Die Crinoiden des Osning-Sandsteins (Unterkreide) in der Umgebung von Bielefeld. – Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld, **3**: 5 – 18, 11 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 86 – 115, 5 Abb.; Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 2, Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerkes Foerth, Halle/Westfalen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **32**: 125 bis 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.
- KAPLAN, U.; BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 1, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 193, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J. (1998): Ammoniten aus dem Campan des Stemweder Berges, Dammer Oberkreidemulde, NW-Deutschland. – Geol. u. Paläont. Westf., **50**: 31 – 245, 2 Abb., 82 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U.; RÖPER, M. (1998): Das Campan der Dammer Oberkreide-Mulde unter besonderer Berücksichtigung des Stemweder Berges. – Geol. u. Paläont. Westf., **50**: 245 S., 10 Abb., 1 Tab., 82 Taf.; Münster/Westf.
- KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geol. Jb., **A 9**: 47 – 67, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.

- KEMPER, E. (1979): Die Unterkreide Nordwestdeutschlands. Ein Überblick. – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – Intern. Union geol. Sci., (A) **6**: 1 – 9, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- KEMPER, E. (1987): Das Klima der Kreide-Zeit. – Geol. Jb., **A 96**: 5 – 185, 38 Abb., 20 Tab.; Hannover.
- MUTTERLOSE, J. (1992): Die Unterkreide-Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf. **21**: 39 – 113, 19 Abb., 14 Taf.; Münster/Westf.
- MUTTERLOSE, J. (1995): Die Unterkreide-Aufschlüsse des Osnung-Sandsteins (NW-Deutschland) – Ihre Fauna und Lithofazies. – Geol. u. Paläont. Westf., **36**: 85 S., 31 Abb., 10 Taf.; Münster/Westf.
- MUTTERLOSE, J.; KLEIN, CH.; KESSELS, K. (2000): Die Floren- und Faunenführung des Ober-Valangin (Unter-Kreide) in NW-Deutschland. – Geol. u. Paläont. Westf., **54**: 95 S., 29 Abb., 23 Taf.; Münster/Westf.
- MUTTERLOSE, J.; STADTLER, A.; WONHAM, J. (1997): Aspekte der Sequenzstratigraphie und Sedimentationsdynamik des NW-deutschen Unterkreide-Beckens. – In: BÜCHEL, G.; LÜTZNER, H. [Hrsg.]: Regionale Geologie von Mitteleuropa. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **1997** (2): S. 82; Hannover.
- NEBE, D. W.; MUTTERLOSE, J. (1997): Zyklenanalyse unterkretazischer Sedimente (NW-Deutschland). – In: BÜCHEL, G.; LÜTZNER, H. [Hrsg.]: Regionale Geologie von Mitteleuropa. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **1997** (2): 82 – 83; Hannover.
- PELZER, G. (1988): Sedimentologie und Palynologie der Wealden-Fazies im Hannoverschen Bergland. – Diss. Univ. Göttingen: 299 S.; Göttingen.
- PELZER, G.; WILDE, V. (1987): Klimatische Tendenzen während der Ablagerung der Wealden-Fazies in Nordwesteuropa. – Geol. Jb., **A 96**: 239 – 263, 4 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- SCHNEIDER, F. K. (1964): Erscheinungsbild und Entstehung der rhythmischen Bankung der altkretazischen Tongesteine Nordwestfalens und der Braunschweiger Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 353 – 382, 13 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHOTT, W.; JARITZ, W.; KOCKEL, F.; SAMES, C. W.; STACKELBERG, U. VON; STETS, J.; STOPPEL, D. (1969), unter Mitarb. von BALDSCHUHN, R.; KRAMPE, K.-D.: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropas, Erläuterungen. – 315 S., 18 Abb., 1 Tab., 306 Kt.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.)
- Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.] (2000): Stratigraphie von Deutschland. III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **226**: 207 S., 48 Abb., 24 Tab; Frankfurt/Main.
- THIERMANN, A. (1984): Kreide. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Geologie des Osnabrücker Berglandes: 427 – 461, 9 Abb., 3 Tab., 2 Anl.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).
- 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.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke von Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146 – 275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114** (2): 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- Westfälisches Museum für Naturkunde, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.] (1987): Neue Funde aus der Kreide Westfalens. – 28 S., 28 Abb.; Münster/Westf.
- WORTMANN, H. (1964): Gliederung, Lagerung und Verbreitung der Unterkreide im nördlichen Wiehengebirgsvorland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 331 – 352, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- WRAY, D. S.; KAPLAN, U.; WOOD, C. J. (1995): Tuffvorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. – Geol. u. Paläont. Westf., **37**: 51 S., 39 Abb.; Münster/Westf.

Paläogen/Neogen („Tertiär“)

- ANDERSON, H.-J.; INDANS, J. (1969): Fossilien aus dem Miocän vom „Tiefen Schafberger Stollen“ bei Ibbenbüren/Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 55 – 69, 7 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K.; BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän der Bundesrepublik Deutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1 – 17, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the danish tertiary, a preliminary report. – In: VINKEN, R. [Hrsg.]: The Northwest European Tertiary Basin, Rep., **2**: 59 bis 67; Hannover (Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.). – [JGCP Project 124]
- DEUTLOFF, O. (1986): Der Doberg in Bünde. – In: Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3914**: 82 – 86, 1 Abb.; Krefeld.
- FINGERHUTH, TH. (1985): Der Doberg bei Bünde. Eine Revision der Foraminiferen-Faunen unter besonderer Berücksichtigung der Polymorphiniden. – Diss. Univ. Münster: 200 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.; Münster/Westf. – [Unveröff.]
- FRISCH, U.; KOCKEL, F. (1993): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland. Das Tertiär 1 : 100 000, 1 : 300 000. – 24 S., 187 Anl.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe). – [Unveröff.]
- GÖRGES, J. (1951): Die oberoligozänen Pectiniden des Doberges bei Bünde und ihre stratigraphische Bedeutung. – Paläont. Z., **24**: 9 bis 22, 3 Taf.; Stuttgart.
- GÖRGES, J. (1957): Die Mollusken der oberoligozänen Schichten des Doberges bei Bünde in Westfalen. – Paläont. Z., **31**: 116 – 134, 2 Taf.; Stuttgart.
- GRZEGORZYK, D. (1995): Ein seltenes Tertiär-Vorkommen bei Bünde. – In: Ministerium für Stadtentwicklung und Verkehr des Landes Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Ein Land macht Geschichte: Archäologie in Nordrhein-Westfalen: 160 – 163, 4 Abb.; Köln (Röm.-German. Mus. Stadt Köln). – [Schr. Bodendenkmalpflege NRW, **3**]
- GROSSHEIDE, K.; TRUNKO, L. (1965): Die Foraminiferen des Doberges bei Bünde und von Astrup. – Beih. Geol. Jb., **60**: 213 S., 6 Abb., 19 Taf.; Hannover.
- HAACK, W. (1933): Über das marine Mittelmiozän von Lechtingen bei Osnabrück und die Umwandlung des Keupermergels in seinem Liegenden. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 553 bis 576, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- HAAS, D. (1991): Das Tertiärvorkommen von Dörentrup im Lippischen Bergland (Ostwestfalen). – Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **32**: 188 S., 38 Abb., 28 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuan sea levels since the Triassic. – Science, **235**: 1 156 – 1 167, 5 Abb.; Washington.
- 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.
- HINSCH, W.; KAEVER, M.; MARTINI, E. (1978): Die Fossilführung des Erdfalls von Nieheim (SE-Westfalen) und seine Bedeutung für die Paläogeographie im Campan und Miozän. – Paläont. Z., **52**: 219 – 245, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HILTMANN, H. (1984): Tertiär. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Geologie des Osnabrücker Berglandes: 463 – 495, 10 Abb., 4 Tab., 1 Taf., 2 Anl.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).
- HUBACH, H. (1957): Das Oberoligozän des Doberges bei Bünde in Westfalen. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **103**: 5 – 69, 2 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- HUCKE, K. (1928): Zur Verbreitung des Pliocäns in Norddeutschland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 413 – 426, 1 Abb.; Berlin.
- JANSSEN, R. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 5 000 der Doberger Tertiärmulde. – Dipl. Kart. Univ. Marburg: 7 S., 1 Kt.; Marburg. – [Unveröff.]
- KAEVER, M. (1976): Marines Miozän in einem Erdfall des Ostwestfälisch-Lippischen Berglandes, paläogeographisch interpretiert (Das Nordwestdeutsche Tertiärbecken, Nr. 21). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1976**: 532 – 540, 2 Abb.; Stuttgart.

- KAEVER, M.; OEKENTORP, K. (1970): Das Unter- und Mittel-Oligozän des Doberges bei Bünde/Westfalen. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1970**: 549 – 567, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KARL, H.-V. (1995): Über neue fossile Seeschildkrötenreste (Testudines, Cheloniidae) vom Doberg bei Bünde. – *Mauritiana*, **15** (3): 349 bis 356, 2 Abb., 4 Taf.; Altenburg.
- KLEIN-REESINK, J.; MINNIGERODE, CH. (1983): Ein Braunkohleprofil aus dem Tertiär von Dörentrup/Kreis Lippe (Ostwestfalen). – *Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd.*, **52**: 311 – 322; Detmold.
- KOHENEN, O. (1993): Sedimentologie, Fazies und Diagnose der Schichten 10 bis 21 im Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westfalen). – *Geol. u. Paläont. Westf.* **23**: 5 – 34, 9 Abb.; Münster/Westf.
- KOHENEN, O. (1995): Stratigraphische Entwicklung oberoligozäner Flachmeersequenzen am Doberg bei Bünde. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **39**: 72 S., 25 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Münster/Westf.
- KRÜGER, F. J. (1988): Der Doberg bei Bünde. – In: WEIDERT, W. K.: [Hrsg.]: *Klassische Fundstellen der Paläontologie*, **1**: 151 – 161, 13 Abb.; Korb.
- LIENENKLAUS, E. (1891): Die Ober-Oligocän-Fauna des Dobergs. – *Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück*, **8**: 43 – 174, 2 Taf.; Osnabrück.
- MEIBURG, P. (1979): Terrassen-Niveaus und Vertikalbewegungen im Diemel-Gebiet. – In: *Deutsche Forschungsgemeinschaft* [Hrsg.]: *Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges*. 3. Schwerpunkt-Kolloquium: 20 – 25, 5 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- MEIBURG, P.; KAEVER, M. (1986): Das Tertiär zwischen Egge und Weser. – In: TOBIEN, H. [Hrsg.]: *Nordwestdeutschland im Tertiär*. – *Beitr. reg. Geol. Erde*, **18**: 39 – 86, 14 Abb., 3 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- MENZEL, H. (1983): Die Otolithen einiger oligozäner Vorkommen, vorwiegend aus dem Kasseler Meeressand (Oberoligozän). – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 5 – 45, Wiesbaden.
- MINNIGERODE, C.; KLEIN-REESINK, J. (1984): Das Dörentruper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores. Petrographische und palynologische Untersuchungen zur Flözgenese. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **2**: 68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf.; Münster/Westf.
- MOOS, B. (1965): Die Ostracoden-Fauna des Unteroligozäns von Bünde (Bl. Herford-West, 3817) und einige jüngere Arten (Ostr., Crust.). I. – *Geol. Jb.*, **83**: 593 – 630, 39 Taf.; Hannover.
- MOOS, B. (1970): Die Ostracoden-Fauna des Unteroligozäns von Brandhorst bei Bünde (Bl. Herford-West, 3817) und einige jüngere Arten (Ostr., Crust.). III. – *Geol. Jb.*, **88**: 289 – 320, 32 Taf.; Hannover.
- PANNKOKE, E. (1979): Der Doberg bei Bünde. – 88 S., 36 Abb.; Enger (Wehmer).
- PANNKOKE, E. (1992): Meerwasseraquarium in Stein. – In: ACKERMANN, K.; HECKER, J. [Hrsg.]: *Bünde. Gesichter einer Stadt*: 92 – 94, 1 Abb.; Herford (Maimilian).
- QUITZOW, H. W. (1978): Tertiär. – In: *Geologie am Niederrhein*, 2. Aufl.: 21 – 23, 2 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SIEGFRIED, P. (1965): *Anomotherium langewieschei* n.g.n.sp. (Sirenia) aus dem Ober-Oligozän des Doberges bei Bünde/Westfalen. – *Palaeontographica*, **A 124**: 16 – 150, 30 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Stuttgart.
- SPRINGHORN, R. (1984): Das Oligozän in Westfalen-Lippe. Zusammenfassende Darstellung der Paläökologie, Stratigraphie und Forschungsgeschichte. – *Lipp. Mitt. Gesch. u. Landeskd.*, **53**: 253 – 269, 8 Abb.; Detmold.
- STEININGER, F. F.; PILLER, W. E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenb.*, **209**: 1 – 19, 11 Abb., 3 Tab.; Frankfurt/Main.
- TRUNKO, L. (1961): Foraminiferen aus dem Oligozän des Dobergs bei Bünde in Westfalen und von Astrup bei Osnabrück. – *Diss. Univ. Göttingen*: 92 S., 18 Taf., 1 Anl.; Göttingen – [Unveröff.]

- UFFENORDE, H. (1986): Stratigraphical and palaeoecological aspects of Upper Oligocene and Miocene Ostracoda of Lower Saxony. – In: TOBIEN, H. [Koord.]: Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beitr. reg. Geol. Erde, **18**: 422 – 436, 6 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- VINKEN, R. [Hrsg.] (1988): The Northwest European Tertiary Basis. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No 124. – Geol. Jb., **A 100**: 7 – 508, 267 Abb., 3 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- WEDEPOHL, K. H. (1978): Der tertiäre basaltische Vulkanismus der Hessischen Senke nördlich des Vogelsberges. – Aufschluss, Sonderbd., **28**: 156 – 167, 4 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- WEILER, W. (1957): Zur Fischfauna des Dobergs bei Bündel in Westfalen. – Paläont. Z., **31** (3/4): 135 – 138; Stuttgart.
- Quartär*
- AMTHAUER, H. (1972): Untersuchungen zur Talgeschichte der Oberweser. – Göttinger geogr. Abh., **59**: 99 S., 16 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 1 Kt.; Göttingen.
- BARTOSCHEWITZ, R. (1997): Der Meteorit von Peckelsheim. – Aufschluss, **48**: 129 – 136, 5 Abb.; Heidelberg.
- BERNHARD, H. (1963): Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **1**: 168 S., 5 Taf.; Hannover.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 158 S., 77 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BROSCHKE, K. U.; WALTHER, M. (1991): Untersuchungen zur Lößstratigraphie und jungpleistozänen Formung in Südniedersachsen und im östlichen Westfalen. – Geographica – Oekologica. – Arb. Geogr. u. Ökol., **2**: 52 S., 13 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Berlin.
- BRÜNING, U. (1980): Die Saale-eiszeitlichen Sedimente am Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 7 – 42, 18 Abb.; Osnabrück.
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. – Geol. Rdsch., **34**: 482 – 519, 14 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- CASPERS, G. (1993): Fluviale Geomorphodynamik und Vegetationsentwicklung im Tal der Weser seit dem Spätglazial. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **135**: 29 – 48, 7 Abb.; Hannover.
- DAHMS, E. (1974): Geologische und limnologische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Dümmers. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **118**: 7 – 67, 17 Abb.; Hannover.
- DAHM, H.-D. (1958): Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im südlichen Egge-Gebirge. – Geol. Jb., **76**: 25 – 36, 6 Abb.; Hannover.
- DECHEND, W.; MERKT, J. (1970): Der Erdfall von Driehausen (TK 25 Osterkappeln 3615). – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **33**: 48 – 59, 6 Abb.; Osnabrück.
- DEUTLOFF, O.; MICHEL, G. (1986): Das Hücker Moor und andere Feuchtgebiete südlich der Else. – In: Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3914**: 86 – 90, 1 Abb.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; STRITZKE, R. (1999): Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie in Subrosionssenkten Ostwestfalens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 84 – 101, 8 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- DIENEMANN, W. (1941): Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **93** (7/8): 384 – 392, 1 Abb.; Hannover.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- EHLERS, J. (1994): Kames in North Germany. – Acta Univ. Nicolai Copernici, **92**: 161 – 171, 6 Abb.; Torun.
- EHLERS, J.; MEYER, K.-D.; STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian glaciations of North-West Europe. – Quaternary Sci. Rev., **3**: 1 – 40, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Oxford.

- FARRENSCHON, J. (1995): Loam pit „Bergmann“ in Blomberg-Hohedömsen. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Quaternary field trips in Central Europe, 1, Regional field trips 10: Central Upland Margin Traverse, stop **26**: 586 – 587, 1 Abb.; München.
- FARRENSCHON, J. (1998): Ursachen und Folgen großräumiger Hohlrumbildungen durch Salinarkarst und Salzabwanderung im tiefen Untergrund des Lippischen Berglands. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd., **67**: 283 bis 308, 7 Abb., 3 Tab.; Detmold.
- FELDMANN, L.; MEYER, K.-D. [Hrsg.] (1998): Quartär in Niedersachsen. – Exkursionsführer/Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung: 205 S., 88 Abb., 9 Tab.; Hannover. – [Hauptversamml. Dt. Quartärvereinigung. <29., 1998, Hannover>]
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **1**, Allgemeine Waldgeschichte. – VIII + 480 S., 163 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, **2**, Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., 18 Abb., 39 Tab.; Jena (Fischer).
- GASSERT, D. (1975): Stausee- und Rinnenbildung an den südlichsten Eisrandlagen in Norddeutschland. – Würzburger geogr. Arb., **43**: 55 – 65, 1 Abb.; Würzburg.
- GERTH, E. (2000): Nord- und mitteldeutsche Lössböden und Sandlössgebiete. – 9. Erg. Lfg. 10/2000. – In: BLUME, H.-P.; FELIX-HENNINGSEN, P.; FISCHER, W. R.; FREDE, H.-G.; HORN, R.; STAHR, K. (Losebl.-Ausg. ohne Jahresang.): Handbuch der Bodenkunde; Landsberg/Lech (ecomod)
- GIBBARD, P. L. (1988): The history of the great northwest European rivers during the past three million years. – Philos. Trans. roy. Soc. London, **B 318**: 559 – 602, 6 Abb.; London.
- GLATTHAAR, D.; LIEDTKE, H. (1986): Kaltzeitliche abluale Aufschüttungen in der Dämmerniederung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., **Mh.**, **1986** (3): 157 – 164, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GRIPP, K.; DEWERS, F.; OVERBECK, F. (1941): Das Känozoikum in Niedersachsen (Tertiär, Diluvium, Alluvium und Moore). – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **3**: XII + 503 S., 216 Abb., 1 farb. Taf.; Hannover. – [zugl. Bd. **3 (A I)** Veröff. Prov.-Inst Landesplan., Landes- u. Volkskde. Niedersachs. u. Univ. Göttingen]
- GROETZNER, J. P.; MUTTERLOSE, J. (1980): Geologische Wanderwege in der Grafschaft Schaumburg. – 95 S., 43 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Rinteln (Bösendorf).
- GRUPE, O. (1930): Die Kamesbildungen des Weserberglandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 350 – 370, 1 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- HAHNE, J.; MENGELING, H.; MERKT, J.; GRAMANN, F. (1994): Die Hunteburg-Warmzeit („Cromer-Komplex“) und Ablagerungen der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung „Hunteburg GE 58“ bei Osnabrück. – Geol. Jb., **A 134**: 117 – 165, 21 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HAMM, H. (1882): Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von Osnabrück. – Z. dt. geol. Ges., **34**: 629 – 636; Berlin.
- HARBORT, E.; MESTWERDT, A. (1914): Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittellandkanals. – Z. dt. geol. Ges., **66**: 161 – 191, 6 Abb.; Berlin.
- HARMS, F. J.; BRÜNING, U. (1980): Gletscherschrammen auf dem Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 43 – 48, 6 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- HENKE, J.-H. (1990): Die Niederterrassenablagerungen der Werre in der Flur „Blutwiese“, Löhne-Gohfeld (TK 25, 3718 Bad Oeynhausen, R 83 460, H 86 800). Versuch einer Gliederung weichselkaltzeitlicher Sedimente anhand von Pollenanalysen und ¹⁴C-Datierung. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld Umgebung, **31**: 71 bis 83, 4 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- HENNINGSEN, D. (1980): Schwerminerale vulkanischer Herkunft in quartären Flussablagerungen der Weser und Leine. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 63 – 72, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.

- HENNINGSSEN, D.; SPEETZEN, E. (1998): Der Schwermineral-Gehalt von Saale-zeitlichen Moränen- und Schmelzwasserablagerungen des Münsterlandes (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland). – Mitt. Inst. Geol. Paläont. Univ. Hannover, **38**: 123 – 135, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HENNINGSSEN, D.; THIEM, W. (2000): Laacher-See-Bimstoffe in einem Quartär-Profil bei Hehlen südlich von Hameln/Weser. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **218** (1/2): 285 – 306, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HERRMANN, R. (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs („Die Wolkenbrüche“ bei Trendelburg und die „Meere“ bei Bad Pyrmont. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 177 bis 193, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HESEMANN, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267 S., 44 Abb., 29 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HINZE, C.; MEYER, K.-D. (1984): Quartär. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Geologie des Osnabrücker Berglandes: 499 – 518, 6 Abb., 1 Taf., 1 Anl.; Osnabrück.
- HINZE, C.; JERZ, H.; MENKE, B.; STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geol. Jb., **A 112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- JAREK, M.; WINSEMANN, J. (1998): Die Emme: Ein glaziolakustrines Delta am Südhang des Wesergebirges. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 137 – 148, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KAHLKE, H.-D. (1981): Das Eiszeitalter. – 192 S., zahlr. Abb.; Köln (Deubner).
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **33**: 161 S., 7 Abb., 38 Tab., 49 Kt.; Hannover.
- KHANAQUA, P. (1997): Degradation von Pflanzenresten in Hochmooren Norddeutschlands (Oppenweher Moor und Rotes Moor); Mikroskopie, Petrographie und Torfgenese. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **74**: V + 79 S., 49 Abb., 9 Tab.; Göttingen.
- KELLER, G. (1951): Der stratigraphische Aufbau des Diluviums im nördlichen Vorland der Osnabrücker Mittelgebirgsschwelle. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1951**: 161 – 169, 3 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1951): Kames am Fuße des Schafberges bei Ibbenbüren. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1951**: 1 – 9, 8 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1951): Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1951**: 353 – 362, 6 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1952): Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1952**: 71 – 79, 3 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1952): Die Kames im Becken von Hagen (Bez. Osnabrück). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1952**: 356 – 364, 5 Abb.; Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. – In: BENDA L.; Geologische Dienste der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]. Das Quartär Deutschlands: 59 – 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – X + 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KNAUFF, W. (1969): Zum Alter des „Horststeins“ bei Vlotho/Weser. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 201 – 206, 1 Abb.; Krefeld.
- KRÜGER, H. (1932): Periglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgentreicher Börde (Zur Entstehung der „Stiche“). – Z. Geomorph., **7**: 206 – 230; Leipzig.
- KULLE, S. (1985): Drenthe-stadiale Staubecken-Sedimente (Pleistozän) und ihr Lagerungsverband aus zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 82 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 3 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- LÄDIGE, R. (1935): Die kristallinen Geschiebe im Gebiet des Meßtischblattes Herford-Ost. – Z. Geschiebeforsch., **11** (1): 42 – 49; Leipzig.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa, 2. Aufl. – Forsch. dt. Landeskd., **204**: 307 S., 49 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Trier.

- LIPPS, S.; CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **40**: 111 – 119, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LOTZE, F. (1952): Quartärstratigraphie und Geschichte der Werretalung bei Holzhausen (Blatt Salzuflen). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1952** (4): 161 – 168, 2 Abb.; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1952): Das Diluvium der Begatalung (Blatt Salzuflen). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1952** (9): 412 – 420, 2 Abb.; Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. – *Geol. Jb.*, **70**: 43 – 125, 16 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1974): Geological history of the river Weser (Northwest Germany). – In: *L'évolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord meridionale*: 21 – 34, 1 Abb., 1 Tab.; Liège (Centr. Soc. Geol. Belg.).
- MAARLEVELD, G. C. (1954): Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **4/5**: 10 – 17, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- MANGELSDORF, P. (1981): Quartärgeologische und paläobotanische Untersuchungen der Schichtfolge in der Tongrube „Nachtigall“ nördlich Höxter/Weser. – *Dipl.-Arb. Geol. Inst. Hannover*: 63 S., 12 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hannover. – [Unveröff.]
- MATZ, J. (1930): Zur Morphologie des mittleren Weserberglandes. – *Diss. Univ. Berlin*: XII + 49 S., 2 Tab., 5 Taf.; Berlin.
- MENSCHING, H. (1951): Die Entstehung der Auelehmedecken in Nordwestdeutschland. – *Congr. Sedimentol., 3. internat., Proc.*: 193 – 210, 7 Abb.; Groningen
- MEIER, R.; GRÜNTAL, G. (1992): Eine Neubewertung des Erdbebens vom 3. September 1770 bei Alfhausen (Niedersachsen). – *Osnabrücker naturwiss. Mitt.*, **18**: 67 – 80, 2 Abb.; Osnabrück.
- MEYER, K.-D.; MEYER, K.-J. (1992): Das Eem-Interglazial von Buer bei Melle/Osnabrück. – *Osnabrücker naturwiss. Mitt.*, **18**: 81 – 90, 5 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- MÜLLER, K. (1978): Eiszeitliche Ablagerungen im Bereich des unteren Salzetales. – *Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd.*, **45**: 214 – 230, 5 Abb., 1 Kt.-Sk.; Detmold.
- PREUSS, H. (1975): Gliederung und Zusammensetzung der Weser-Terrassenkörper bei Bodenfelde (mit einer geol. Kartierung). – *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **12**: 5 – 50, 4 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- RICHTER, K. (1962): Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. – *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, **31**: 309 – 343, 4 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- ROHDE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Wesertal. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **39**: 42 – 56, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- ROHDE, P. (1994): Weser und Leine zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **44**: 106 – 113, 2 Abb.; Hannover.
- ROHDE, P.; THIEM, W. (1998): Die eiszeitliche Weser im heutigen Weser- und Leine-Tal. – In: FELDMANN, L.; MEYER, K.-D. [Hrsg.]: *Quartär in Niedersachsen – Exkursionsführer/Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung*: 89 – 153, 20 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung Saale-eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge-Veltheim (Weser). – *Dipl.-Arb. u. -Kart. Univ. Hannover*: 107 S., 53 Abb., 7 Anl. Hannover. – [Unveröff.]
- SHELLMANN, G. (1994): Die Talentwicklung der unteren Oberweser im jüngeren Quartär. – In: SHELLMANN, G. [Hrsg.]: *Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland*. – *Düsseldorfer geogr. Schr.*, **34**: 1 – 56, 22 Abb., 2 Tab.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G.; SCHIRMER, W. (1994): Die Talgrundterrassen am Main und an der unteren Oberweser – ein Vergleich. – *Düsseldorfer geogr. Schr.*, **34**: 73 – 78, 1 Abb., 1 Tab.; Düsseldorf.
- SCHÖNING, H. (1977): Zur Geschiebeführung des Kies-Sand-Rückens westlich von Bad Laer a.T.W. – *Beitr. Naturkde. Niedersachs.*, **30**: 88 – 93; Peine, Hannover.
- SCHÖNING, H. (1991): Neue Beobachtungen zur Genese des Kies-Sand-Rückens „Laer-Heide“ (Landkreis Osnabrück). – *Osnabrücker naturwiss. Mitt.*, **17**: 41 – 52, 10 Abb.; Osnabrück.

- SCHÜTRUMPF, R. (1980): Das Interglazial im Werre-Profil bei Nienhagen (Detmold). – Westf. geogr. Stud., **36**: 65 – 70, 8 Abb.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1961): Über Karsterscheinungen im Unteren Muschelkalk bei Hillegossen. – Jh. Karst- u. Höhlenkde., **2**: 99 – 105, 3 Abb.; München.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Über ein Karstareal im Cenoman-Pläner (kro 1β) bei Wistinghausen. – Naturwiss. Ver. Bielefeld Umgebung, **16**: 197 bis 202, 3 Abb.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. – Spieker, **12**: 45 – 80, 1 Abb.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1966): Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 125 bis 130, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., **A 3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1973): Eine saalezeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 116 – 129, 5 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- SERAPHIM, E. TH. (1973): Kames in der Salztalung. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., **42**: 145 bis 156, 3 Abb., 2 Tab.; Detmold.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-)Glazial. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **47**: 1 – 51, 1 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. – Westf. geogr. Stud., **36**: 11 – 20, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E. (1998): Stauchungsstrukturen in der saalezeitlichen Grundmoräne von Oppenwehe bei Rahden (nördliches Wiehengebirgsvorland, NW-Deutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **24**: 39 – 62, 12 Abb.; Osnabrück.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. – 143 S., 49 Abb., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (in Vorbereit.): Elster- und saalezeitliche Ablagerungen im östlichen Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens und ihre Leitgeschiebeführung. – Krefeld (Geol. Dienst Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; STRITZKE, R. (1997): Ein frühweichselzeitliches Profil bei Rahden-Welle (nördliches Wiehengebirgsvorland, Nordrhein-Westfalen). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **47**: 107 – 111, 5 Abb.; Hannover.
- SOERGEL, G. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung. – Fortschr. Geol. u. Paläont., **5**: 74 S., 1 Abb.; Berlin.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen. – In: Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, Tl. 1. – Einf. Vor- und Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E. (1993): Saalezeitliche Grundmoräne bei Driehausen am Nordrand des Wiehengebirges (Kreis Osnabrück, NW-Deutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **19**: 57 – 70, 8 Abb.; Osnabrück.
- SPRINGHORN, R. (1995): Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen/Niedersachsen). – Geol. u. Paläont. Westf., **41**: 69 – 81, 4 Abb.; Münster/Westf.
- STACH, E. (1930): Die Eisrandbildungen an der Porta Westfalica. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 174 – 187, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- STOLLER, J. (1916): Ein Diluvialprofil im Steilufer der Werre bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **37** (1/2): 226 – 246, 3 Abb.; Berlin.
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flussgebiet der Elbe. – Beitr. Landespf., **1**: 273 bis 314, 13 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- THIEM, W. (1972): Das Oberwesertal im Raum Polle-Bodenwerder-Hehlen. – Zu aktuellen Problemen der Talgeschichte der Oberweser im Quartär. – Jb. geogr. Ges. Hannover, Sonderh. **14**: 273 – 326, 4 Abb., 8 Tab.; Hannover.

- THIERMANN, A. (1980): Zur Geologie der Erdfälle des Heiligen Meeres bei Hopsten im Tecklenburger Land. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 517 – 530, 8 Abb.; Hamburg.
- THÖLE, R. (1984): Beobachtungen an pleistozänen Sedimenten in der Gemeinde Belm. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **11**: 27 – 30, 4 Abb.; Osnabrück
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Kaltzeit. – Westf. geogr. Stud., **36**: 21 – 40, 9 Abb.; Münster/Westf.
- THOME, K. N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 116 – 138, 2 Abb.; Stuttgart.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. – Geol. Rdsch., **34**: 545 bis 694; Stuttgart.
- TÜXEN, J. (1979): Vorschlag einer typologischen Ordnung der niedersächsischen Hochmoore – Vorläufige Mitteilung. – Telma, **9**: 15 – 29, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- UDLUFT, H. (1932): Kann der Verlauf der Weser im Vereisungsgebiet der ersten und zweiten Vereisung verfolgt werden? – Z. dt. geol. Ges., **84**: 105 – 122, 2 Abb.; Berlin.
- VELTMAN, H. (1935): Das Uchter Moor. Untersuchungen über Entstehungsgeschichte und Verwertungsmöglichkeiten eines jüngeren nordwestdeutschen Torfmoores. – J. Landw., **83**: 175 – 202, 5 Abb.; Berlin.
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. – Mitt. geol. Inst. TH Hannover, **5**: 99 S., 35 Abb.; Hannover.
- WEISE, O. R. (1983): Das Periglazial : Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. – 199 S., 97 Abb., 6 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeeger).
- WELLMANN, P. (1990): Aufbau und Genese des Saale-eiszeitlichen Sedimentkörpers von Krankenhagen-Möllnbeck. – Dipl.-Arb. u. -Kart. Univ. Hannover: 84 S., 45 Abb., 1 Tab., 13 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- WIERMANN, R.; SCHULZE, D. (1986): Pollenanalytische Untersuchungen im Großen Torfmoor bei Nettelstedt (Kreis Minden-Lübbecke). – Abh. westf. Mus. Naturkde., **48** (2/3): 7 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- WILL, K.-H. (1969): Quartäre Sedimente im Gebiet der Stemmer Berge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 69 – 80, 5 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- WINSEMANN, J.; ASPRION, U. (2001): Glazilakustrine Deltas am Südhang des Wesergebirges: Aufbau, Entwicklung und Kontrollfaktoren. – Geol. Beitr. Hannover, **2**: 139 – 157, 19 Abb.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P. (1928): Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **21**: 10 – 16; Hannover.
- WOLDSTEDT, P.; DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 3. Aufl. – 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- WORTMANN, H. (1937): Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 359 – 413, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 227 – 239, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Öhringen/Württ.
- WORTMANN, H. (1971), mit Beitr. von MICHEL, G.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu den Blättern 3617 Lübbecke und 3618 Hartum. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3617, 3618**: 214 S., 24 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

Ur- und Frühgeschichte

- BÉRENGER, D. (2000): Zur Chronologie der Vor-römischen Eisenzeit und Römischen Kaiserzeit in Nordost-Westfalen. – Bodenaltertümer Westfalens, **38**: VIII + 278 S., 91 Abb., 2 Beil.; Mainz.
- COSACK, E.; ZIPPEL, D. (1986): Ein Gräberfeld der Jüngeren Bronze- und Älteren Eisenzeit an einem zerstörten neolithischen Kollektivgrab im Wangelister Feld, Stadt Hameln. – N. Ausgrab. Forsch. Niedersachsen, **17**: 107 – 156, 13 Abb., 1 Tab., 6 Taf., 2 Pl., 2 Kt.; Hildesheim.

- ERNST, U.; HOHENSCHWERT, F.; KAUFMANN, M.; LULEY, H. (1993): Historische Entwicklung. – In: RINNE, W. [Hrsg.]: Lippe. – Landeskd. Nordrh.-Westf., **1**: 9 – 81, 66 Abb., 4 Tab.; Paderborn.
- GÜNTHER, K. (1970): Steinzeit und ältere Bronzezeit im Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte Münster. – Einf. Vor- und Frühgesch. Westf., **1**: 61 S., 47 Abb., 1 Beil.; Münster/Westf.
- GÜNTHER, K. (1986 – 2001): Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen. – Einf. Vor- und Frühgesch. Westf., **6**: 148 S., 91 Abb., 2 Beil.; Münster/Westf.
- GÜNTHER, K. (1997): Die Kollektivgräber-Nekropole Warburg I – V. – Bodenaltertümer Westfalens, **34**: VIII + 231 S., 148 Abb., 149 Tab., 2 Taf.; Mainz.
- Hinter Schloß und Riegel, Burgen und Befestigungen in Westfalen (1997): 225 S., 164 Abb.; Münster/Westf (Westf. Mus. f. Archäologie).
- HOHENSCHWERT, F. [Hrsg.] (1985): Der Kreis Lippe I – II. – Führer archäol. Denkmäler Deutschland, **10 – 11**: 250 + 238 S., 91 + 106 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LANGE, W. R. (1981): Vor- und Frühgeschichte im Weserbergland bei Höxter. – Einf. Vor- und Frühgesch. Westf., **3**: 45 S., 31 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SCHLÜTER, W. (1979): Die Vor- und Frühgeschichte der Stadt und des Landkreises Osnabrück. – Führer vor- u. frühgesch. Denkmäler, **42**: 43 bis 154, 52 Abb., 9 Kt.; Mainz.
- WULF, F. W.; SCHLÜTER, W. (2000): Archäologische Denkmale in der kreisfreien Stadt und im Landkreis Osnabrück. – Materialh. Ur- und Frühgesch. Niedersachsen, **B/2**: X + 550 S., 396 Abb., 2 Beil.; Hannover.
- DEUTLOFF, O. (1974): Die Hydrogeologie des nord-westlichen Weserberglandes in der Umgebung von Bad Salzuflen und Bad Oeynhaus. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 111 bis 194, 12 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; HAGELSKAMP, H.; MICHEL, G. (1974): Über die Erdfall-Quelle von Bad Seebuch in Vlotho, Ostwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 27 – 46, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- DIENEMANN, W.; FRICKE, K. (1961), mit Beitr. von HARRE, W.; SCHMIDT-BERGER, R.; SCHNEIDER, S.: Mineral- und Heilwässer, Peloids und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **5** (5): 476 S., 52 Abb., 24 Tab., 197 Anl.; Göttingen.
- DIN 4049, Tl. 3 (1994): Hydrologie. Begriffe zur quantitativen Hydrologie – Berlin, Köln (Beuth).
- ELLER-STUDZINSKY, B. (1998): „Ein jeder kann nach Wunsch sich kühlen ...“ – Der Brakeler Verschönerungsverein von 1894 und der Mineralbrunnen. – Brakeler Schr.-R., **15**: 29 – 48, 5 Abb.; Brakel.
- FISCHER, U.; GAL, A.; MICHEL, G. (1990): Die Subrosionssenkung von Albaxen bei Höxter und ihre Bedeutung für die Wassergewinnung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **181**: 531 – 547, 8 Abb.; Stuttgart.
- FRICKE, K. (1972): Erfolg, Problematik und Kontrolle einer extremen CO₂-gasreichen neuen Heilquellenbohrung und einer Mofette in Bad Driburg (Arteser-Eruptionen April und Juli 1972). – Heilbad u. Kurort, **24**: 245 – 252, 6 Abb., 1 Tab.; Gütersloh.
- HENKE, J. (2000): Von der Königlichen Saline Neusalzwerk bei Rehme zu den Anfängen des Königlichen Solbades Oeynhaus. – 182 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bad Oeynhaus (Stadt Bad Oeynhaus).
- HAGELSKAMP, H.; MICHEL, G. (1974): Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Regierungsbezirks Detmold. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 1 – 25, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

Grundwasser – Dargebot, Nutzung und Gefährdung

- ALTHÖFER-WESTENHOFF, K.; WAGNER, B. J. (1997): Geschichte im Fluß : zur Umweltgeschichte von Werre und Else im östlichen Westfalen. – Herforder Forschungen, **15**: 144 S., zahlr. Abb.; Bielefeld.

- HOLL-HAGEMEIER, C.; KROLL, M.; THIELEMANN, TH.; SCHÄFER, I.; STOFFELS, M. (2002): Geothermische Potenzialstudie Nordrhein-Westfalen; Krefeld (Geol. Dienst Nordrh.-Westf.) – [CD-ROM].
- KASPAR, F. (1993): Brunnenkur und Sommerlust. Gesundbrunnen und Kleinbäder in Westfalen: 254 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bielefeld (Westfalen).
- LEICHTLE, T. (1981): Hydrochemie und Hydrodynamik der mesozoischen Aquifere im Bereich der Heilbäder Oeynhausen und Salzufflen (Ostwestfalen). – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **11**: 122 S., 33 Abb., 3 Tab.; Aachen.
- MICHEL, G. (1977): Das Solevorkommen von Bad Oeynhausen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 1 – 43, 13 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1978): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 3913 Ostbevern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3913**: 83 – 101, 2 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1980): Das Solevorkommen in Minden. – Heilbad u. Kurort, **32**: 273 – 276, 2 Abb., 1 Tab.; Gütersloh.
- MICHEL, G. (1986): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4019**: 119 bis 131, 1 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1990): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4119**: 137 – 151, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1992): Entstehung natürlicher Kohlen-säure. – Mineralbrunnen, **42**: 194 – 202, 7 Abb.; Bonn.
- MICHEL, G. (1995): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 3818 Herford (Ost). – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3818**: 119 bis 136, 2 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1995): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 4020 Blomberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4020**: 97 – 108, 1 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G. (1998): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 3919 Lemgo. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3919**: 126 – 136, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G.; ADAMS, U.; SCHOLLMAYER, G. (1998): Mineral- und Heilwässervorkommen in Nordrhein-Westfalen. – 80 S., 16 Abb., 11 Tab., 1 Kt. in der Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- MICHEL, G.; NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 185 – 227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MÜLLER, G. (2000): Mineralquellen und Heilbäder im Paderborner Land. Geowissenschaftliche und kulturgeschichtliche Aspekte. – Heimatkd. Schr.-R., **31**: 68 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Paderborn.
- SCHERLER, P.-CHR.; HAHN, J. (1992): Balneologische Nutzung von Solequellen in Niedersachsen. – Niedersächs. Akad. Geowiss., Veröff., **8**: 44 bis 57, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- VDI 4640, Blatt 1 (2000): Thermische Nutzung des Untergrundes. Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte; Berlin (Beuth)
- VDI 4640, Blatt 2 (2001): Thermische Nutzung des Untergrundes. Erdgekoppelte Wärmepumpenanlagen; Berlin (Beuth)

Boden und Bodennutzung

- BAILLY, F.; RENGER, M.; LAMP, U.; WILKENS, M. (1987): Bodenphysikalische Untersuchungen an Haftnässe-Pseudogleyen aus Löss im Raum Osnabrück. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **55** (2): 693 – 698, 3 Abb., 2 Tab.; Göttingen.
- BETZER, H. J. (1989): Zur Frage der Plaggenesche aus Löß im Nordostwestfälischen Hügelland. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **59** (2): 843 – 846; Oldenburg.
- BETZER, H. J. (1993): Periglaziale Deckschichten im Lipper Keuper-Bergland (Ostwestfalen), ihre Morphologie und Verbreitung sowie als Relikte einer pleistozänen Bodengenese. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **72** (2): 835 – 838, 1 Abb.; Oldenburg.

- BETZER, H. J.; RABER, B. (2001): Bodenbildungen an den Steilhängen des Wesertals bei Höxter (Ostwestfalen) – Teil A: Bodengesellschaft und Substratgenese. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **96** (2): 475 – 476, 1 Abb., 1 Tab; Oldenburg.
- DAHM-ARENS, H. (1983): Die Böden aus Trias-Gesteinen im ostwestfälischen Hügelland. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **38**: 479 – 484; Göttingen.
- DAHM-ARENS, H. (1989): Bodengesellschaften des Teutoburger Waldes und seines Vorlandes. – Decheniana, **142**: 137 – 146, 2 Abb.; Bonn.
- DAHM-ARENS, H. (1989): Die Böden aus Kreidesedimenten am Ostrand des Münsterlandes und ihre Bedeutung für die Landschaftsplanung. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **59** (2): 861 – 866, 1 Abb.; Göttingen.
- DREWES, CHR.; POTT, R. (1993): Naturräumlich differenzierter Aufbau von Plaggenböden im nördlichen Teil des Landkreises Osnabrück. – Ber. dt. Ges. Moor- u. Torfkde. (TELMA), **23**: 21 – 37, 8 Abb.; Hannover.
- FASTABEND, H.; RAUPACH, F. VON (1961): Zur Kenntnis der Plaggenböden in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., **78**: 139 – 172, 3 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- FREUND, H. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im westlichen Weserbergland. – Abh. Westf. Mus. Naturkde., **56** (1): 1 – 103, 35 Abb., 8 Tab.; Münster/Westf.
- HARTGE, K. H.; BAILLY, F. (1967): Beziehungen zwischen Staunässemerkmalen, Wasserleitfähigkeit und Porenkontinuität in Löß-Parabraunerden im südlichen Niedersachsen. – Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodenkde., **116** (2): 10 – 25; 2 Abb., 5 Tab; Weinheim/Bergstr.
- LIENEMANN, J.; GEBHARDT, H. (1985): Genese und Klassifizierung anthropogener Böden Nordwestdeutschlands. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **43** (2): 777 – 782, 1 Tab.; Göttingen.
- MERTENS, H. (1971): Über anthropogene Böden in Nordrhein-Westfalen. – Westf. Forsch., **23**: 202 – 204; Münster/Westf.
- SCHEFFER, F.; WELTE, E.; MEYER, B. (1960): Die Rendzinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaft (Leine-Weserbergland). – Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodenkde., **90** (1/2): 18 – 36, 5 Abb., 3 Tab.; Weinheim/Bergstr.
- NIEMEIER, G. (1967): Bodenkundliche Differenzierungen in Flurwüstungen. – Erdkunde, **21**: 278 – 286, 4 Abb.; Bonn.
- NIEMEIER, G. (1972): Die Problematik der Altersbestimmung von Plaggenböden. – Erdkunde, **26**: 196 – 208, 2 Abb.; Bonn.
- POTT, R. (1985): Beiträge zur Wald- und Siedlungsentwicklung des westfälischen Berg- und Hügellandes auf Grund neuer pollenanalytischer Untersuchungen. – Siedlung u. Landschaft Westf., **17**: 1 – 38, 2 Abb.; Münster/Westf.
- SPRINGHORN, R.; DIEKMANN, S. (1985): Böden in Lippe. Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen. – Geol. u. Paläont. Westf., **4**: 53 – 65, 2 Abb., 2 Taf.; Münster/Westf.
- VOGT, J. (1958): Zur Bodenerosion in Lippe. – Erdkunde, **12**: 32 – 135; Bonn.
- ZEZSCHWITZ, E. VON (1988), mit Beitrag von WACHTER, H.: Die Böden des Hardehauser Waldes. – 152 S., 15 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Kt.; Krefeld.

Lagerstätten

- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland: Erdölprovinzen, Felder, Förderung, Vorräte, Lagerstätten-technik. – X + 330 S., 109 Abb., 51 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BOTKE, H.; DENGLER, H.; FINKENWIRTH, A.; GRUSS, H.; HOFFMANN, K.; KOLBE, H.; SIMPON, P.; THIENHAUS, R. (1969): Sammelwerke Deutsche Eisenerzlagertätte II. Eisenerze im Deckgebirge (Postvaristikum) 1. Die marin-sedimentären Eisenerze des Jura in Nordwestdeutschland. – Beih. geol. Jb., **79**: 391 S., 126 Abb., 48 Tab., 9 Taf.; Hannover.

- BOTTKE, H.; FINKENWIRTH, A.; HOFFMANN, K.; SIMON, P.; THIENHAUS, R. (1969): Die marin-sedimentären Eisenerze des Lias in Nordwestdeutschland. – *Beih. geol. Jb.*, **79**: 20 – 120, 32 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- BRAND, E.; HOFFMANN, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. – *Erdöl u. Kohle*, **16**: 437 – 450, 14 Abb.; Hamburg.
- BREITKREUZ, H. (1978): Geochemische Charakteristik der Zechstein- und Oberkreide-Karbonate im Einflußbereich der Blei-Zink-Mineralisationen des Westheimer Abbruchs (NW-Hessen, E-Westfalen). – *Braunschweiger geol.-paläont. Diss.*, **6**: 165 S., 25 Abb., 42 Tab., 26 Taf.; Braunschweig.
- BRINK, H.-J. (2002): Die Anomalien von Bramsche – wieder eine offene Frage? – *Erdöl, Erdgas, Kohle*, **118** (1): 18 – 22, 11 Abb., 1 Tab.; Hamburg/Wien.
- BÜCHNER, M.; HOFFMANN, K.; JORDAN, R. (1986): Die Tongruben der Ziegeleien im Unter-Pliensbachium (Lias gamma) der weiteren Umgebung von Bielefeld, ihre Geologie und Betriebsgeschichte. Ein Beitrag für künftige Rohstoff-Erschließungen. – *Veröff. Naturkde.-Mus. Bielefeld*, **1**: 57 S., 35 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1973): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Tl. 1: Karbon bis Keuper. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **21**: 17 – 95, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1975): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Tl. 2: Jura bis Tertiär und Altersfrage. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **22**: 59 – 146, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BÜCHNER, M.; SERAPHIM, E. TH. (1977): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Tl. 3: Nachträge zu den Lagerstätten und Kausalfragen. – *Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld*, **23**: 9 – 89, 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- BURGHARDT, O. (1981): Die wichtigsten Geopotentiale in Nordrhein-Westfalen. – 72 S., 1 Abb., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DIENEMANN, W.; FRICKE, K. (1961), mit Beitr. von HARRE, W.; SCHMIDT-BERGER, R.; SCHNEIDER, S.: Mineral- und Heilwässer, Peloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. – *Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F.*, **5** (5): 476 S., 52 Abb., 24 Tab., 197 Anl.; Göttingen.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- EGGERT, F.; HÜBENER, J. A.; PRIEM, J.; STEIN, V.; VOSSEN, K.; WETTIG, E. (1986), unter Mitarb. von SCHRÖDER, N.; ZIMMER, R.: Steine und Erden in der Bundesrepublik Deutschland – Lagerstätten, Produktion und Verbrauch. – *Geol. Jb.*, **D 82**: 3 – 879, 17 Abb., 156 Tab.; Hannover.
- FALKE, H. (1944): Der Wealden-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen. – *Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F.*, **23**: 130 S., 43 Abb., 14 Taf.; Oldenburg.
- FRICKE, K. (1954): Die unterirdischen Lagerstätten. – In: *Geologie und Lagerstätten Niedersachsens und ihre Bewirtschaftung.* – *Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F.*, **5** (3): 188 S., 26 Abb.; Bremen-Horn.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1999): *Gewinnungsstätten von Festgesteinen in Deutschland*, 2. Aufl. – 195 S., 29 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Krefeld.
- GLATZEL, G. (1949): Der Eisenerzbergbau an der Weser. – *Stahl und Eisen*, **69** (6): 175 – 181, 6 Abb.; Düsseldorf.
- GRAUPNER, A. (1970): Steine und Erden. 2. Tone (einschließlich Tonsteine), Lehme und Schluffe, Sande und Kiese, sonstige Lockergesteine, Industriemineralien. – *Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F.*, **5** (2): X + 299 S., 23 Abb., 12 Kt.; Göttingen.
- GRAUPNER, A. (1980): Der Berrias-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen 1945 – 1963. – *Veröff. niedersächs. Inst. Landeskd. u. Landesentwickl. Univ. Göttingen*, **116**: 184 S., 37 Abb.; Göttingen, Hannover.

- GRIESE, G. (1955): Der Bergbau in Ravensberg. – 57. Jb. hist. Ver. Grafschaft Ravensberg, **1952 bis 54**: 1 – 62; Bielefeld.
- HAAS, D. (1984): Die historische Entwicklung der Braunkohle-, Sand- und Tongewinnung in der Umgebung von Dörentrup/Lippe, Tl. 1, Braunkohle und Sandgewinnung. – Heimatland Lippe, **77**: 373 – 379, 4 Abb., 1 Tab.; Detmold.
- HAAS, D. (1984): Die historische Entwicklung der Braunkohle-, Sand- und Tongewinnung in der Umgebung von Dörentrup/Lippe, Tl. 2, Sand- und Tongewinnung. – Heimatland Lippe, **78**: 28 – 35, 9 Abb., 1 Tab.; Detmold.
- HAARMANN, E. (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **30**: 1 – 58, 5 Taf.; Berlin.
- HAKENBERG, W. (1981), mit Beitr. von HOLLMANN, F.; SCHÖNE-WARNFELD, G.: Geschichte und Entwicklung der Piesberger Steinindustrie, 2. Aufl. – 65 S., viele Abb. u. Tab.; Osnabrück-Pye (Klößner-Durilit GmbH).
- HELLWEG, H. W.; TREPTOW, O. (1971): Entwicklung und heutiger Stand des Steinkohlenbergbaus. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 191 bis 200, 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- HOFMEISTER, E.; SIMON, P. (1970): Eisenerzlagerstätten und Bergbau im Wesergebirge und im Gifhorner Trog. – Bergbau **21**: 134 bis 144, 5 Abb., 1 Tab.; Herne.
- HOLLMANN, G.; KLUG, B.; SCHMITZ, J.; STAHL, E.; WELLENS, M. (1997): Schneeren-Husum – zur Geologie einer Erdgaslagerstätte im Nordwestdeutschen Oberkarbon. – Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss., **13**: 33 – 34, 7 Abb.; Hannover.
- KENTER, E. (1954): Bergbau im Lande Lippe. – 72 S.; Detmold (Tölle & Co.).
- KOCH, H. G. (1983): Eisenerzbergbau im Wesergebirge. 100 Jahre Grube Wohlverwahrt-Nammen. – 72 S., zahlr. Abb.; Siegen (Koch).
- KRETSCHMER, A. (1984): Der Niederterrassenkörper der Weser zwischen Minden und Döhren als Lagerstätte und Grundwasserleiter. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 47 S., 7 Abb., 2 Tab., 7 Anl.; Hannover.
- KULICK, J.; LEIFELD, D.; MEISL, S.; PÖSCHL, W.; STELLMACHER, R.; STRECKER, G.; THEUERJAHR, A.-K.; WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 3 – 223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover.
- LANGER, A. (1989): Lithostratigraphische, technologische und geochemische Untersuchungen im Muschelkalk des Osnabrücker Berglandes. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **29**: 114 S., 16 Abb., 22 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- MICHEL, G. (1983): Die Sole des Münsterländer Kreide-Beckens. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 139 – 159, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- Michel, G. (1992): Versatzbergbau in der Eisenerzgrube Wohlverwahrt-Nammen in Porta Westfalica (Wesergebirge); TK 25: 3719 Minden und 3720 Bückeberg). – 19 S., 5 Abb., 3 Tab.; Düsseldorf. – [Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Technologie des Landes Nordrhein-Westfalen, Hrsg.]
- MÖNNIG, E. (1991): Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (Nordwestdeutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **19**: 47 – 53, 2 Abb.; Münster/Westf.
- PETMECKY, S.; MEIER, L.; REISER, H.; LITKE, R. (1999): High thermal maturity in the Lower Saxony Basin: Intrusion or deep burial? – Tectonophysics, **304**: 317 – 344, 9 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- RICKELMANN, H.; RÖHRS, H. (1982): Der Ibbenbürener Steinkohlenbergbau: Von den Anfängen bis zur Gegenwart. – 350 S., 192 Abb., zahlr. Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Paderborn.
- RÖHRS, H. (1985): Der frühe Erzbergbau und die Hüttenindustrie im Tecklenburger Land. – 134 S., 89 Abb., 10 Anl.; Ibbenbüren (Ibbenbürener Vereinsdruckerei).
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss. **3**: 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
- SCHAEFFER, R.; HEIN, P. (1985): Der Kupfererzbergbau bei Marsberg im Sauerland. – Aufschluss, **36**: 105 – 116, 5 Abb.; Heidelberg.

- SCHRIEL, W. (1954): Alter und Vererzung des Westheimer Abbruches am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Roemeriana, **1**: 241 – 272, 3 Abb.; Clausthal-Zellerfeld. – [Dahlgrün-Festschr.]
- SICKENBERG, O. (1951): Steine und Erden. – In: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens und ihre Bewirtschaftung. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F., **5** (1): 328 S., 81 Abb.; Bremen-Horn.
- STEFFENS, P.; LUDWIG, G.; VOGLER, H. (1992): Erläuterungen zu Blatt CC 3910 Bielefeld, 2. Aufl. – Karte der oberflächennahen Rohstoffe <1 : 200 000>, Erl., **CC 3910**: 64 S., 7 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- STEIN, V.; VOGLER, H.; IRRLITZ, W.; LUDWIG, G.; SCHNEEKLOTH, H.; HOFMEISTER, E.; LEPPER, J.; STEFFENS, P. (1989): Erläuterungen zu Blatt CC 3910 Bielefeld. – Karte der oberflächennahen Rohstoffe <1 : 200 000>, Erl., **CC 3910**: 96 S., 9 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- THIENHAUS, R. (1969): Das marin-sedimentäre Eisenerzlager der Macrocephalen-Schichten im Wiehengebirge (Wittekind-Flöz der stillgelegten Grube Porta). – Beih. geol. Jb., **79**: 182 – 203, 9 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – Beih. geol. Jb., **112**: 51 S., 10 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WALTER, H.-H. (1986): Der Strukturwandel des Nordsauerländer Bergbaus und Metallgewerbes im 19. Jahrhundert. – Westf. geogr. Stud., **42**: 269 – 289, 4 Abb., 4 Tab.; Münster/Westf.
- WEILAND, W. (1976): Schaumburger Kohlenbergwerke. – 152 S.; Stadthagen (Ortsgem. Stadthagen Schaumburg-Lippischer Heimatver.).
- WILLERT, H. (1948): Zur Geologie der Eisenerzvorkommen im Weser-Wiehengebirge. – Glückauf, **81 – 84** (41, 42): 685 – 692, 9 Abb., 4 Tab.; Essen.
- WILLERT, H. (1952): Über die Abbaumethoden auf den Eisenerzgruben des Weser-Wiehengebirges. – Bergbau-Rundschau, **4** (2): 89 – 93, 5 Abb.; Bochum.

Erdgeschichtliche Denkmäler

Ad-Hoc-AG Geotopschutz (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angew. Landschaftsökol., **9**: 105 S., 21 Abb., 2 Tab.; Bonn-Bad Godesberg.

ALBERS, H. J.; BURGHARDT, O.; CLAUSEN, C.-D.; DINTER, W. (1982): Bald mehr Schutzmöglichkeiten für Zeugen der Erdgeschichte : GeoschOb-Kataster NW erfaßt aus geowissenschaftlicher Sicht schutzwürdige Objekte. – LÖLF-Mitt., **7** (1): 7 – 15, 7 Abb.; Münster-Hiltrup/Westf.

ALBERTS, B.; HILDEN, H. D. (1988): Erdgeschichtliche Denkmale. – In: Geologie am Niederrhein: 100 – 107, 1 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

FIEBER, B. (1997): Rechtsgrundlagen des Geotopschutzes in Deutschland : Eine Bestandsaufnahme und Handlungsbedarf. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **5**: 36 – 40; Hannover.

GAWLIK, A. (1999): Schutzwürdige Geotope in Nordrhein-Westfalen. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **7**: 42 – 43; Hannover.

GERLACH, R. (1997): Paläontologische Bodendenkmalpflege: Wie ein Kulturgüterschutz dem Geotopschutz nützt. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 12 – 21, 2 Abb.; Möhnesee-Körbecke.

KLASSEN, H. (1997): Das erdgeschichtliche Freilichtmuseum am Linken-Berg bei Preußisch Oldendorf (Kreis Minden-Lübbecke, Nordrhein Westfalen). – Coral Res. Bull., **5**: 79 – 86, 1 Taf.; Dresden.

LEPPER, J. (1994): Die Hannoverschen Klippen. – Jb. Krs. Höxter: 7 S., 5 Abb.; Höxter.

- REINBOTH, F.; STRÖTKER, F. (1968): Das Kalktufflager und die darin befindliche Horststeinhöhle in Valdorf bei Vlotho/Weser. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforsch., **14** (2): 42 – 51, 6 Abb.; München.
- WREDE, V. (1997): Geotopschutz in Nordrhein-Westfalen : Ziele, Möglichkeiten, Probleme. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 1 – 12, 5 Abb.; Möhnesee-Körbecke.
- Karten
- CLAUSEN, C.-D.; DEUTLOFF, O.; KNAPP, G.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; MÜLLER, H.; SKUPIN, K. (1989): Erläuterungen zu Blatt C 4718 Korbach. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4718**: 104 S., 22 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- DAHM, H.-D.; DEUTLOFF, O.; KLOSTERMANN, J.; KNAPP, G.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; SKUPIN, K. (1985): Erläuterungen zu Blatt C 4318 Paderborn, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 4318**: 60 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3914**: 104 S., 19 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; SKUPIN, K. (1982): Erläuterungen zu Blatt C 3918 Minden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 3918**: 80 S., 17 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- Digitale Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 (Aktualisierungsstand 2002). – Hrsg. Geol. Dienst Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Geologisch-paläontologische Museen, Sammlungen und Lehrpfade im Weser- und Osnabrücker Bergland (W. Dassel)

Das Weser- und Osnabrücker Bergland bildet die nordöstliche Peripherie von Nordrhein-Westfalen an der Grenze zu Niedersachsen und Hessen. Zahlreiche Museen und Sammlungen mit geowissenschaftlichen Schwerpunkten dokumentieren dort die erdgeschichtliche Entwicklung der Region. Die ältesten Gesteine und Fossilien des Raumes stammen aus dem Oberkarbon der Ibbenbürener Karbon-Scholle. Alle erdgeschichtlichen Epochen von der Zeit des Oberkarbons bis zur Jetzt-Zeit sind im Weser- und Osnabrücker Bergland aufgeschlossen. Zeugnisse aus diesen 350 Millionen Jahren Erdgeschichte – Gesteine, Mineralien und Fossilien – finden sich in den im Folgenden aufgeführten musealen Einrichtungen.

Die Fülle der verschiedenen Gesteine im Weser- und Osnabrücker Bergland birgt auch eine große Zahl von Lagerstätten, die wiederum zu einem historisch bedeutsamen Bergbau und – damit verknüpft – zu einer interessanten Industriegeschichte geführt haben. Die Entstehung, der Abbau und die Verwendung der Lagerstätten von Steinkohle, Erzen, Steinen und Erden sowie

Industriemineralen sind ebenfalls in den Museen und – in besonders anschaulicher Form – in Besucherbergwerken dargestellt.

Die nachfolgende Liste beinhaltet Einrichtungen mit geowissenschaftlichen Schwerpunkten.



Abb. 58
Ältestes Ratssiegel
zu Salzuflen, 1477

Sie ist alphabetisch nach den Museumsstandorten geordnet und typologisch gekennzeichnet:

- (1) geowissenschaftliches Spezialmuseum oder Museum mit größerer geowissenschaftlicher Sammlung
- (2) Museum mit kleinerer geowissenschaftlicher Sammlung
- (3) geologischer Lehr- und Wanderpfad oder Freilichtmuseum
- (4) Besucherbergwerk

Zu jeder Einrichtung sind die zentralen Informationen mit Besucheradresse und Telefonnummer sowie Internetadresse und E-Mail-Kontakt, soweit vorhanden, aufgeführt. Darüber hinaus werden kurz die geologisch bedeutsamen und thematischen Schwerpunkte der Einrichtungen genannt.

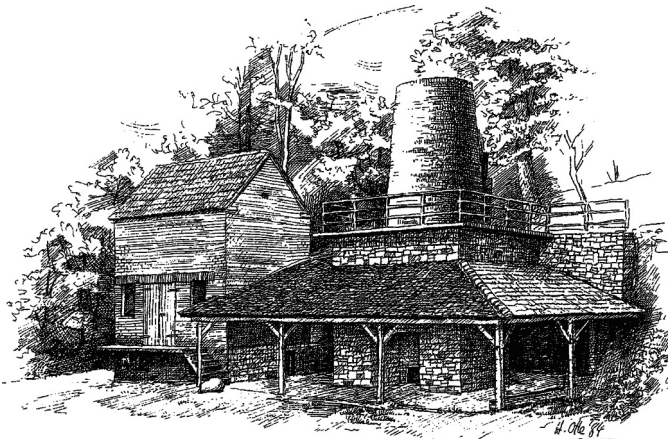


Abb. 59 Industriedenkmal Kalkofen Weßling in Recke

Altenbeken

Eggemuseum (2)
Bessenhof
Alter Kirchweg 2
33184 Altenbeken
☎ (0 52 55) 61 31 oder 1 20 00
<http://www.altenbeken.de>

Geschichte des Eisenerzbergbaus im Eggegebirge, Abbau der oolithischen Eisenerze der Jura- und der Trümmereisenerze der Kreide-Zeit

Bad Essen

Freilichtmuseum „Saurierspuren“ (3)
Buersche Straße 141
49152 Bad Essen-Barkhausen
Kurverwaltung
Ludwigsweg 6
49152 Bad Essen
☎ (0 54 72) 8 33
<http://www.badessen.de>
Kontakt: touristik@BadEssen.de

Geschichte der 150 Mio. Jahre alten Fährten der Saurier aus dem Malm (Jura) in Barkhausen. Ein Lehrpfad führt an den Sandsteinplatten mit den Originalfährten vorbei und erläutert in Text- und Grafiktafeln die Bildungsbedingungen der Fährten und die erdgeschichtliche Entwicklung der Region.

Bad Laer

Heimatmuseum (2)
Kesselstraße 4
49196 Bad Laer
☎ (0 54 24) 29 11 12
<http://www.badlaer.de>
Kontakt: touristinfo@bad-laer.de

Geologie des Raumes Bad Laer, Gesteine und Fossilien der Oberkreide, Sinterkalkbildungen an Quellaustritten, eiszeitliche Geschiebe, Solegewinnung

Bad Münder

Heimatmuseum (2)
Kellerstraße 13
31848 Bad Münder
☎ (0 50 42) 5 22 76
<http://www.badmuender.de>
Kontakt: info@badmuender.de

Steinmetzarbeiten aus einheimischen Deistersandsteinen aus der Bückeberg-Folge (Unterkreide) und aus Kalksandsteinen des Doggers

Bad Oeynhausen

Heimatstube im Bürgerhaus Harrenhof (2)
Werster Straße 114
32549 Bad Oeynhausen
☎ (0 57 31) 14 15 00
<http://www.badoeynhausen.de>
Kontakt: tourist-info-bo@teleos-web.de

Geologische und paläontologische Funde aus dem Pleistozän, Knochenreste eiszeitlicher Säugetiere, nordische Geschiebe

Bad Pyrmont

Museum im Schloss (2)
Schlossstraße 13
31812 Bad Pyrmont
☎ (0 52 81) 94 92 48
<http://www.museum-pyrmont.de>
Kontakt: Museum-Pyrmont@t-online.de

Geologie der Region, Fossilien und Gesteine aus dem Muschelkalk (Trias), Darstellungen zur Auslaugung von Steinsalz und zur Entstehung von Erdfällen und Solequellen

Bad Rothenfelde

Dr.-Alfred-Bauer-Heimatmuseum (2)
Wellengartenstraße 10
49214 Bad Rothenfelde
☎ (0 54 24) 6 94 23
<http://www.bad-rothenfelde.net>
Kontakt: touristinfo@bad-rothenfelde.de

Geologie der Region, Verbindung von Salzgewinnung und Heilbad

Bad Salzufen

Deutsches Bädernmuseum (2)
Lange Straße 41
32105 Bad Salzufen
☎ (0 52 22) 5 97 66
<http://www.badsalzufen.de>
Kontakt: info@bad-salzufen.de

Salinengeschichte der Stadt, Salzgewinnung, Geschichte des Heilbades bis zur Errichtung des Kurbades

Barsinghausen

Museum Barsinghausen (2)
Deisterstraße 10
30890 Barsinghausen
☎ (0 51 05) 77 42 00
<http://www.barsinghausen.de>

Sandsteinhauerei und Steinkohlenbergbau der Region, Sandsteinbänke aus der Sandsteinzone der Bückeberg-Folge (Unterkreide), Steinkohle aus der Bückeberg-Folge („Wealden-Kohle“, Unterkreide)

Besucherbergwerk Klosterstollen (4)

Alte Zeche
Hinterkampstraße 6
30890 Barsinghausen
☎ (0 51 05) 51 41 87
<http://www.barsinghausen.de>

Besucherbergwerk mit Befahrung alter Stollen und Demonstration der Steinkohlenabbauvorgänge untertage

Bielefeld

Naturkunde-Museum im Spiegelshof (1)
Kreuzstraße 20
33602 Bielefeld
☎ (05 21) 51 67 34
<http://www.bielefeld.de>
Kontakt: NaturkundeMuseum@bielefeld.de

Geologie, Paläontologie und Mineralogie des ostwestfälischen Raumes, Ausstellung von Mineralneubildungen im Zusammenhang mit dem „Pluton von Vlotho“

Bodenwerder

Münchhausenmuseum (2)
Münchhausenplatz
37619 Bodenwerder
☎ (0 55 33) 4 05-41
<http://www.bodenwerder.de>
Kontakt: Tourist-Information Bodenwerder

Ausstellung zur Stadtgeschichte, Grottenpavillon

Bückeberg

Landesmuseum für schauburg-lippische Geschichte, Landes- und Volkskunde (2)
Lange Straße 22
31675 Bückeberg
☎ (0 57 22) 48 68
<http://www.bueeckeburg.de>
Kontakt: tourist-info@bueeckeburg.de

Paläontologische und archäologische Sammlungsstücke aus der Region, Handwerksgeschichte

Bünde

Doberg-Museum –
Geologisches Museum Ostwestfalen (1)
Striediecks Hof
Fünfhäuserstraße 8 – 12
32257 Bünde
☎ (0 52 23) 79 33 00
<http://www.museum-buende.de>

Geologie und Paläontologie der Region Bünde, Fossilienammlung der Oligozän-Fundstätte Doberg

Damme

Stadtmuseum (2)
Lindenstraße (alter Bahnhof)
49401 Damme
☎ (0 54 91) 46 22 oder 29 14
<http://www.damme.de>

Eisenerzbergbau der Region, paläontologische und mineralogische Funde aus den Dammer Schichten (Oberkreide)

Detmold

Lippisches Landesmuseum (1)
Ameide 4
32756 Detmold
☎ (0 52 31) 2 52 32
<http://www.lippisches-landesmuseum.de>

Geologie, Paläontologie und Mineralogie des ostwestfälischen Raumes, Sammlung von Fundstücken aus der Jura- und Kreide-Zeit, mineralogische Sammlung und Darstellung typischer Böden Ostwestfalens

Georgsmarienhütte

Museum Villa Stahmer (2)
Carl-Stahmer-Weg 13
49124 Georgsmarienhütte
☎ (0 54 01) 4 07 55
<http://www.georgsmarienhuette.de>

Geschichte des regionalen Bergbaus und der darauf basierenden Eisenindustrie, Abbau der Steinkohle („Wealden-Kohle“) aus der Unterkreide, Erzabbau in der Umgebung

Halle

Geologische Sammlung
des Heimatvereins Halle (2)
Kiskerstraße 2
33790 Halle (Westf.)
☎ (0 52 01) 18 32 53
<http://www.hallewestfalen.org>

Fossilien aus den Kreide-Schichten des Teutoburger Waldes, Fundstücke aus dem Oligozän vom Fundort Doberg (Bünde), Erz- und Mineraliensammlung

Hasbergen

Geologischer Lehrpfad am Hüggel (3)
Wanderparkplatz Roter Berg
an der Straße Osnabrück – Lengerich
Gemeindeverwaltung
Martin-Luther-Straße 12
49205 Hasbergen
☎ (0 54 05) 5 02-0
<http://www.hasbergen.de>
Kontakt: info@hasbergen.de

Bewaldeter Höhenzug, an dem Gesteinsfolgen des Juras durch den ehemaligen Eisenerzbergbau freigelegt sind. Der Lehrpfad führt zu 25 Exkursionspunkten, an denen die Geologie des Osnabrücker Berglandes, bergbauhistorische Anlagen und Aufschlüsse im Tagebau erläutert werden. Kleiner Rundweg 3 km lang, Wanderweg ohne Steigung (Exkursionspunkte 1 – 14), und großer Rundweg ca. 8 km lang, schlechter Weg mit Steigung (Exkursionspunkte 1 – 25); Ausgangspunkt ist der Parkplatz am ehemaligen Luisenschacht.

Hofgeismar

Forst- und Jagdmuseum im Tierpark Sababurg (2)
Bahnhofstraße 24 – 26
34369 Hofgeismar
☎ (0 56 71) 8 00 11 15
<http://www.hessennet.de/hofgeismar/>
Kontakt: strukturfoerderung@landkreiskassel.de

Darstellung der Böden, die sich aus den Buntsandstein- und den Muschelkalk-Schichten der Trias entwickelt haben; Entwicklung des Waldes nach der Eiszeit

Holzminden

Stadtmuseum (2)
Bahnhofstraße 31
37603 Holzminden
☎ (0 55 31) 62 02
<http://www.holzminden.de>
Kontakt: info@holzminden.de

Geologische Sammlung mit Fossilien und Gesteinen des Erdmittelalters (Trias, Jura, Kreide) vor allem aus dem Solling und dem Oberen Weserbergland; Skelettreste von Tieren aus dem Eiszeitalter, Quartär; Stadtgeschichte

Ibbenbüren

Werksmuseum (2)
Preussag Anthrazit GmbH
Osnabrücker Straße 112 (Tor 1)
49477 Ibbenbüren
☎ (0 54 51) 89 96 17 oder 31 68
<http://www.ibbenbueren.de>

Geologie der Region, Fossilien und Mineralien aus dem Ibbenbürener Steinkohlenbergbau

Ladbergen

Heimatmuseum
Hof Jasper
Am Aabach 9
49549 Ladbergen
☎ (0 54 85) 14 08
<http://www.ladbergen.de>
Kontakt: touristik@ladbergen.de

Geologie der Region, Gesteine, Mineralien und Fossilien, hauptsächlich aus der Kreide- und Quartär-Zeit

Lage

Westfälisches Industriemuseum (2) (3)

Ziegelei Sylbach

Sprikerneide 77

32791 Lage

☎ (0 52 32) 94 90-0

<http://www.ziegelei-lage.de>

Kontakt: ziegelei-lage@lwl.org

Geschichte der Ziegelproduktion vom Rohmaterial zum fertigen Produkt, Schaudemonstrationen zu manuellen und mechanischen Herstellungsverfahren

Orts- und Zieglermuseum (2)

Schulstraße 10

32791 Lage

☎ (0 52 32) 60 15 25

Geschichte der Ziegelproduktion aus Geschiebelehm des Pleistozäns (Quartär)

Lemgo

Weserrenaissance-Museum Schloss Brake

Schlossstraße 18

32657 Lemgo

☎ (0 52 61) 94 50-0

<http://www.wrm.lemgo.de>

Kontakt:

Weserrenaissance-Museum@t-online.de

Ausstellung von zwei historischen Weserlastkähnen, beladen mit Obernkirchen-Sandstein, die 1769 sanken; Wirtschaftsgeschichte der Region

Löhne

Heimatmuseum Löhne (2)

Alter Postweg 300

32584 Löhne-Bischofshagen

☎ (0 57 32) 31 72

<http://www.loehne.de>

Kontakt: b.hamel@loehne.de

Geologie der Region, Gesteine von der Trias bis zum Quartär, Fossilien aus dem Jura und der Kreide, Sammlung nordischer Geschiebe, Entwicklungsgeschichte von den Sauriern des Erdmittelalters bis zum steinzeitlichen Menschen der Erdneuzeit

Marsberg

Besucherbergwerk Kilianstollen (4)

Mühlenstraße

34431 Marsberg

☎ (0 29 92) 60 22 05 oder 60 22 17

<http://www.marsberg.de>; www.kilianstollen.de

Kontakt: Tourismuszentrale ☎ (0 29 92) 60 21

Darstellung des Kupfererzbergbaus seit dem Mittelalter bis zum Ende des Zweiten Weltkriegs in den Erzführenden Horizonten des Unterkarbons und des Zechsteins, Besichtigung des Besucherstollens in der ehemaligen Kupfergrube „Oskar“.

Heimatmuseum Marsberg (2)

Bahnhofstraße 9

34431 Marsberg

☎ (0 29 92) 30 77

Gesteine und Sammlungsstücke aus dem ehemaligen Kupfererzbergbau, Präsentation der erdgeschichtlichen Entwicklung der Region anhand von Gesteinen und Fossilien

Minden

Mindener Museum für Geschichte, Landes- und Volkskunde (2)

Ritterstraße 23 – 33

32423 Minden

☎ (05 71) 8 93 16 oder 8 93 31

<http://www.minden.de>

Kontakt: museum@minden.de

Erdgeschichtliche Entwicklung des Mindener Landes und des Mittelwesergebiets, Sammlung von Gesteinen, Fossilien und Mineralien

Möllenbeck

Findlingsgarten Möllenbeck bei Rinteln (3)

– Zeugen der Eiszeit –

Kieswerk Wilhelm Reese

31737 Möllenbeck b. Rinteln

<http://www.geotope-niedersachsen.de>;

<http://www.nlfb.de/geologie>

Von der B 238 am Friedhof abbiegen und Hinweisschild folgen

Repräsentative Auswahl von großen Findlingsblöcken, Lokal- und nordischen Geschieben, z. T. mit Gletscherschliff und Parabelrissen vom Fundort „Möllenbecker Kames“

Münster

Geologisch-Paläontologisches Museum
der Westfälischen Wilhelms-Universität (1)
Pferdegasse 3
48143 Münster (Westf.)
☎ (02 51) 83 23 9 42
<http://publikom.muenster.de>
Kontakt: markus.bertling@uni-muenster.de

Allgemeine und angewandte Geologie, Erdgeschichte, Säugetiere der letzten Eiszeit (u. a. das vollständige Skelett eines Mammuts), Regionalsammlung zur Geologie und Paläontologie Westfalens

Westfälisches Museum für Naturkunde (1)
Planetarium
Sentruper Straße 285
48161 Münster (Westf.)
☎ (02 51) 5 91 05
<http://www.lwl.org/naturkundemuseum/>
Kontakt: Naturkundemuseum@lwl.org

Museumspräsentation unter dem Leitthema „Die Welt, in der wir leben“ zu den Bereichen Mineralogie, Geologie, Paläontologie, Botanik, Zoologie und Astronomie; spezielle Darstellung zu den Erdzeitaltern Karbon, Kreide, Paläogen, Neogen, Quartär

Mineralogisches Museum der
Westfälischen Wilhelms-Universität (1)
Hüfferstraße 1
48149 Münster (Westf.)
☎ (02 51) 83 3 34 04 oder 83 3 34 64
<http://www.muenster.de>
Kontakt: rieggraf@nwz.uni-muenster.de

Systematik der Minerale, Entstehung und Wachstum von Kristallen, kristalliner Aufbau, Schmuck- und Edelsteinschleifung, Meteoriten und irdische Impaktgesteine, Petrografie, Lagerstättenkunde

Obernkirchen

Berg- und Stadtmuseum (2)
Am Kirchplatz 5
31683 Obernkirchen
☎ (0 57 24) 3 95 59
<http://www.obernkirchen.de>

Steinkohleabbau in Obernkirchen aus der Bückeberg-Folge (Unterkreide), „mechanisches Kunstbergwerk“ zur Darstellung der Abbauvorgänge; Gewinnung und Bearbeitung des Obernkirchen-Sandsteins (Unterkreide)

Osnabrück

Museum am Schülerberg (1)
Natur und Umwelt – Planetarium
Am Schülerberg 8
49082 Osnabrück
☎ (05 41) 5 60 03-0
<http://www.osnabrueck-tourism.de>
Kontakt:
tourist-information@osnabrueck-tourism.de

Geologische Sammlung mit Mineralien und Fossilien aus aller Welt, Mineralogie des Osnabrücker Berglandes unter Einfluss des „Bramscher Plutons“; Fossilien verschiedener Erdzeitalter: Pflanzen- und Tierreste aus dem Oberkarbon, Fische aus dem Zechstein, Perm; Seelilien aus dem Muschelkalk, Trias; Ammoniten, Belemniten und Muscheln aus dem Jura und der Kreide; paläogene und neogene Fossilien sowie Knochenfunde aus dem Pleistozän (Quartär)

Museum Industriekultur (2) (3)
Süßerweg 50A
49090 Osnabrück
☎ (05 41) 91 27 84 6
<http://www.osnabrueck-tourism.de>
Kontakt:
tourist-information@osnabrueck-tourism.de

Geschichte des Steinkohlenbergbaus am Piesberg; Lehrpfad „Industrie-Kulturlandschaft Piesberg“ mit Erläuterungen zu den geologischen Aufschlüssen; im Steinbruch Darstellung der industriellen Nutzung von Bodenschätzen sowie der Entwicklung der Produktionsbedingungen und der daraus resultierenden gesellschaftlichen Verhältnisse

Paderborn

Naturkundemuseum im Marstall (2)
Schloss Neuhaus
Marstallstraße 9
33104 Paderborn
☎ (0 52 51) 88 10 52 oder 88 10 44
<http://www.paderborn.de>
Kontakt: tourist-info@paderborn.de

Reliefmodell der Geografie und Struktur der Paderborner Landschaftsräume wie Senne, Lippeniederung, Eggegebirge, Paderborner Hochfläche, Delbrücker Land und Hellwegbörden; Geologie der Region, Ausstellung von Gesteinen, Mineralien und Fossilien vor allem aus der Kreide und dem Quartär

Petershagen

Findlingswald (3)
Osterbruch
32469 Petershagen-Neuenknick
☎ (0 57 05) 2 88
<http://www.petershagen.de>

Sammlung von etwa 2000 Findlingen aus der Saale-Kaltzeit, bei der die Inlandeismassen bis ins Weser- und Osnabrücker Bergland vorgestoßen waren; die größten Findlinge sind zwischen 9 und 12 t schwer.

Wesertal-Modell (3)
Schloss Petershagen
Weser-Radweg
32469 Petershagen
<http://www.dr-dietmar-meier.de>
Kontakt: dmd23@t-online.de

Darstellung der Landschaftsgeschichte und der Geologie des Wesertales in einer künstlerischen sowie optisch attraktiven und leicht verständlichen Form

Porta Westfalica

Museum für Bergbau und Erdgeschichte, Bergbau-Schaupfad und Besucherbergwerk (2) (3) (4)
Rintelner Straße 396
32457 Porta Westfalica-Kleinenbremen
☎ (0 57 22) 9 02 23 oder (05 71) 93 44 4-38/42
<http://www.portawestfalica.de>
Kontakt: tourismus@stadt.portawestfalica.de

Geschichte des Abbaus von Eisenerzen aus dem Malm (Jura) im Wesergebirge, Geologie, Industrie- und Sozialgeschichte. Der Bergbau-Schaupfad durch die Außenanlagen der ehemaligen Grube Wohlverwahrt gibt anhand von 15 Informationstafeln einen Einblick in den bis in die 50er-Jahre des 20. Jahrhunderts betriebenen Erzbergbau (Weglänge: 1,5 km). Das Besucherbergwerk kann mit einem Triebwagen befahren werden.

Preußisch Oldendorf

Fossilienausstellung im Haus der Begegnung (2)
Eggetalerstraße 69A
Verkehrsam
Rathausstraße 3
32361 Preußisch Oldendorf
☎ (0 57 42) 93 11 30
<http://www.preussischoldendorf.de>
Kontakt: pr.oldendorf@t-online.de

Fossilien des ostwestfälischen Hügellandes aus den Schichten des Erdmittelalters (Trias, Jura, Kreide), Mineralien des Wiehengebirges

Recke

Heimat- und Korbmuseum (2)
„Alte Ruthemühle“
Steinbeckerstraße 58
49509 Recke
☎ (0 54 53) 30 88 oder 30 40
<http://www.recke.de>
Kontakt: seibel@recke.de

Geschichte der Steinkohlenlagerstätte und des Bergbaus am Nordrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle; Sammlung von Gesteinen, Fossilien und Abbauwerkzeugen; Abbau und Verwendung des Kalkgesteins aus dem Zechstein (Perm)

Kalkofen Weßling (3)
Am Berge
49509 Recke-Steinbeck
Gemeinde Recke
Hauptstraße 28
49509 Recke
☎ (0 54 53) 9 10 40
<http://www.recke.de>
Kontakt: seibel@recke.de

Industriedenkmal zur Dokumentation der Kalkbrenn- geschichte der Region und des Kalksteinabbaus aus dem Zechstein (Perm). Schautafeln veranschaulichen die historische Anlage und die ursprüngliche Arbeitsweise des Kalkofens und der Mahlanlage. (s. auch S. 203, Abb. 59)

Rehburg-Loccum

Dinosaurier-Freilichtmuseum Münchehagen (3)
An der B 441
Alte Zollstraße 5
31547 Rehburg-Loccum
☎ (0 50 37) 20 75
<http://www.dinopark.de>
Kontakt: dino-park@t-online.de

Lebensgroße Nachbildungen von Sauriern aus dem Jura und der Unterkreide, Saurierfahrten aus der Unterkreide; Darstellung der erdgeschichtlichen Entwicklung anhand von Schautafeln

Rinteln

Heimatmuseum „Die Eulenburg“ (2)
Klosterstraße 21
31737 Rinteln
☎ (0 57 51) 4 11 97
<http://www.rinteln.de>
Kontakt: museum.eulenburg@t-online.de

Erdgeschichtliche Entwicklung der Region, Gesteine, Mineralien und Fossilien aus Keuper, Jura, Unterkreide und Quartär; Präsentation der „Schaumburger Diamanten“, einer speziellen Mineralbildung von Quarzkristallen in den Schichten des Steinmergelkeupers

Geologische Wanderwege
in der Grafschaft Schaumburg (3)
Stadtarchiv
Marktplatz 7
31737 Rinteln
☎ (0 57 51) 4 03-0 oder 40 39 93
<http://www.rinteln.de>

Geologie und erdgeschichtliche Entwicklung des Schaumburger Landes; geologische Aufschlüsse aus Keuper, Dogger, Malm, Unterkreide und Quartär; Wanderwege in das Keuper-Bergland (Wegstrecke 13 km, Ausgangspunkt Wennekamp), das Quartär des Wesertals (3,5 km, Ausgangspunkt Krankenhagen – Eiszeitgeschichte des Wesertals), das Wesergebirge (6,5 km, Ausgangspunkt Rinteln – Geologie des Wesergebirgskammes) und in den nordwestlichen Deister (8,5 km, Ausgangspunkt Feggendorf – Geologie des nordwestlichen Deisters)

Salzhemmendorf

Besucherbergwerk „Hüttenstollen“ (4)
Orts- und Bergwerksmuseum
Unter den Tannen
31020 Salzhemmendorf-Osterwald
☎ (0 51 53) 68 16
<http://www.salzhemmendorf.de>

Abbau der Steinkohle aus der Bückeberg-Folge (Unterkreide) zum Betrieb der Saline Salzhemmendorf, zugängliches Bergwerk „Hüttenstollen“; Gesteine, Fossilien, Arbeits- und Gebrauchsgeräte der Bergleute; Entstehung, Abbau und Verwendung des Unterkreide-Sandsteins

Springe

Museum auf dem Burghof (2)
Auf dem Burghof 1A
31832 Springe
☎ (0 50 41) 6 17 05
<http://www.museum-springe.de>
Kontakt: info@museum-springe.de

Regionale Geologie sowie Entstehung, Abbau und Verwendung der Sandsteinbänke der Unterkreide als Naturwerksteine; Urgeschichte des Springer Raumes und kulturhistorische Entwicklung von Handwerk und Industrie

Stadtoldendorf

Stadtmuseum „Charlotte-Leitzen-Haus“ (2)
Amtsstraße 8 – 10
37627 Stadtoldendorf
☎ (0 55 32) 42 55
Samtgemeindevverwaltung
Kirchstraße 4
37627 Stadtoldendorf
☎ (0 55 32) 9 00 50
<http://www.stadtmuseum-stadtoldendorf.de>
Kontakt: stadtmuseum@gmx.de

Gesteine, Mineralien und Fossilien aus der Trias dokumentieren die erdgeschichtliche Entwicklung der Region; Steinmetzprodukte aus den Sandsteinen des Buntsandsteins (Trias) der Region

Tecklenburg

Kreismuseum (2)
Am Wellenberg 1
49545 Tecklenburg
☎ (0 54 82) 70 37 39
<http://www.tecklenburg.de>
Kontakt: info@tecklenburg-touristik.de

Darstellung der Strukturveränderung der Region durch die Gewinnung und Verarbeitung der mineralischen Rohstoffe der Region; Abbau und Verwendung von Kalkgesteinen der Kreide, vereinzelt auch des Zechsteins und Muschelkalks; historische Entwicklung der Abbaufverfahren von Kalkgestein der Kreide und Steinkohle aus dem Oberkarbon

Erklärung einiger Fachwörter

Abschiebung → Verwerfung

Achse → Faltenachse

Akkumulation, Anhäufung von lockeren Massen, z. B. Lockergesteinen; auch die Ansammlung von Schnee, aus dem über die Zwischenstufe Firn schließlich Gletscher- oder Inlandeis entsteht

Ammoniten, ausgestorbene Kopffüßer mit spirallig aufgerolltem Gehäuse (Ordovizium bis Kreide)

Anhydrit, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Kalziumsulfat, CaSO_4)

Anthrazit, stark glänzende, energiereiche Steinkohle mit hoher → Inkohlung und infolgedessen geringem Anteil (< 10 %) Flüchtiger Bestandteile

anthropogen, vom Menschen erzeugt oder bewirkt

äolisch, durch den Wind bewirkt

arid, trocken, dürr; die Verdunstung ist größer als der Niederschlag

Artefakt, vom Menschen geformter Gegenstand aus vorgeschichtlicher Zeit

artesisch (artesisches Grundwasser, artesischer Brunnen), Grundwasser, dass durch Überdruck bei freiem Auslauf bis an die Geländeoberfläche aufsteigt

Aufschiebung → Verwerfung

Aufschluss (geologischer), Stelle, an der Gestein unverhüllt zutage tritt; Aufschlüsse können durch die Kräfte der Natur (z. B. Felsen) oder künstlich durch den Menschen geschaffen werden (z. B. Steinbrüche)

auskeilen (bergm.), das seitliche Aufhören zum Beispiel einer Schicht oder eines Flözes

Balneologie, Bäderheilkunde

Bank (geologisch), feste, von Schichtfugen begrenzte Gesteinsschicht

Basalt, geologisch junges, basisches, vulkanisches Ergussgestein, überwiegend aus den Mineralen der Feldspatgruppe sowie Augit, Olivin und Magnetit (entstanden in Paläogen, Neogen und Quartär)

Becken (geologisch), ein größerer Sedimentationsraum mit meist schüsselförmig gelagerten → Schichten

Belemniten („Donnerkeile“), ausgestorbene Kopffüßer mit ins Innere der Weichteile verlagertes Schale; erhalten ist meist nur ein kegelförmiger Teil der Schale, das Rostrum (Jura bis Kreide)

Blockmeer, -halde, Anhäufung von Felsblöcken meist massiger Gesteine

Blockstrom, durch → Solifluktion umgelagertes, lang gestrecktes → Blockmeer

Bitumina, natürliche, aus Kohlenwasserstoffen bestehende, brennbare Stoffe von bräunlicher bis schwärzlicher Farbe, die bei Umwandlungsprozessen organischer Substanzen entstehen; in vielen Gesteinen enthalten

bituminös → Bitumina enthaltend

Boden, belebte, lockere, oberste Verwitterungsschicht der Erdrinde, die aus einem inhomogenen Stoffgemisch fester mineralischer und organischer Teilchen verschiedener Größe und Zusammensetzung sowie aus Wasser und Luft besteht und einen in Abhängigkeit von Ausgangsgestein, Wasserverhältnissen und Klima, wechselnden Aufbau zeigt

Bodenhorizont, ein senkrechter Schnitt durch den → Boden zeigt im Allgemeinen eine bestimmte Abfolge von → Horizonten; A-Horizont: mineralischer Oberbodenhorizont mit Anreicherung von organischer Substanz (Humus); B-Horizont: mineralischer Unterbodenhorizont, ist durch die in-situ-Entwicklung des Ausgangsgesteins oder durch Stoffumwandlungsprozesse geprägt; C-Horizont: unterster Mineralbodenhorizont, entspricht dem Ausgangsgestein, aus dem der mineralische Anteil des Bodens

hervorgegangen ist. Die einzelnen Horizonte sind bei verschiedenen Böden unterschiedlich ausgebildet.

Bodenkunde, Teilgebiet der Geowissenschaften, befasst sich mit der Untersuchung und Deutung des Zustands, der Entstehung, der Veränderung und Verbesserung sowie dem Schutz des → Bodens

Bodentyp, charakteristische Ausbildung eines → Bodens als Stadium der Bodenentwicklung unter bestimmten Umweltbedingungen, gekennzeichnet durch eine bestimmte Abfolge von → Bodenhorizonten

Bodenwertzahl, Verhältniszahlen von 1 bis 100 zum Grad der Ertragsfähigkeit landwirtschaftlich genutzter → Böden nach der „Reichsbodenschätzung“ (Bodenschätzungsgesetz 1934). Die Bodenwertzahl ist Bestandteil des Schätzungsrahmens, der eine Bodenbewertung auf der Grundlage von Bodenart, Entstehungsart des Bodens und Zustandsstufe – bei Grünland zusätzlich nach Klima- und Wasserstufe – ermöglicht.

Bohrkern, Gesteinszylinder, der durch drehendes Ausbohren eines Ringraumes in das Bohrgestänge hineinwächst und so gewonnen wird; am Bohrkern können die durchbohrten Gesteinsschichten untersucht werden

boreal, zum nördlichen (kalten) Klimabereich gehörend

Borealmeer, Meeresgebiet nördlich des mitteleuropäischen Festlandes („Ur-Nordsee“)

Brachiopoden, Armfüßer, bilateralsymmetrische Meerestiere mit zweiklappigem Gehäuse, äußerlich oft muschelähnlich (Kambrium bis Gegenwart)

brackisch, im Grenzbereich zwischen Süß- und Salzwasser

Brekzie, verfestigtes → Sedimentgestein, das hauptsächlich aus eckigen Gesteinsbruchstücken besteht

brekziös, zerbrochen, aus eckigen Mineral- oder Gesteinsbruchstücken bestehend

Brodelsboden, in aufgetauten Bereichen über Dauerfrostboden durch Auflastdruck von wieder gefrierendem Wasser strukturierter Boden mit nach oben gepressten Partien

Bruch, sichtbare Trennfläche im Gestein

Bruchfaltengebirge, Gebirgstyp, bei dem Dehnungs- und Pressungsformen (→ Brüche, → Falten) nebeneinander auftreten

Bruchschollentektonik (Bruchtektionik), Zerlegung der Erdkruste in einzelne, an → Verwerfungen verstellte → Schollen

Cephalopoden (Kopffüßer), höchstentwickelte Weichtiere, zu deren Klasse die ausgestorbenen → Ammoniten oder → Belemniten sowie der noch heute vorkommende Nautilus und die Tintenfische gehören (Kambrium bis Gegenwart)

Ceratiten → Ammonitenart, namengebend für eine Schicht im Oberen Muschelkalk

Chronostratigrafie, Gliederung der Erdgeschichte bzw. Einteilung von Ablagerungen nach bestimmten Zeitabschnitten bzw. Bildungszeiten

Deckgebirge, die nicht oder wenig gefalteten → Sedimente, die einen tiefgründig abgetragenen, intensiv gefalteten, älteren Unterbau überlagern

Delta, dreiecksförmige Aufschüttung an der Mündung eines fließenden Gewässers in ein breites, stehendes Gewässer; die Oberfläche fällt zum stehenden Gewässer hin flach ab

Detritus, Gesteinsschutt, meist körnig

Diabas, geologisch altes, basisches, vulkanisches Ergussgestein, überwiegend aus den Mineralen Plagioklas und Augit (vorwiegend im Devon entstanden)

Diagenese, Sammelbegriff für alle Vorgänge, die zur Verfestigung von → Sedimenten und damit zur Bildung von → Sedimentgesteinen führen, z. B. von → Kalkstein aus Kalkschlamm

Diskordanz, ungleichsinnige Lagerung von Gesteinsschichten, bei → Sedimentgesteinen z. B. winkeliges Abstoßen der → Schichtung gegenüber einer überlagernden Schichtenfolge

Doline, trichterförmige Eintiefung der Erdoberfläche in → Karstgebieten, die sich bei einem Einsturz der Decke eines unterirdischen Lösungshohlraums in Kalk- und Salzgesteinen bildet (→ Erdfall, → Subrosionsenke)

Dolomitstein, Dolomit, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Kalziummagnesiumkarbonat, $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$)

Einfallen (Fallen), Neigung einer Fläche (z. B. → Schicht-, → Schieferungsfläche), durch die Fallrichtung und den Fallwinkel gekennzeichnet; Fallrichtung: Richtung, in der die Linie stärkster Neigung (Falllinie) auf der geneigten Fläche abtaucht; Fallwinkel: der größte Winkel zwischen der Falllinie und einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Streichen gemessen

Eisenoolith, oxidisches Eisenerz, das hauptsächlich aus konzentrisch-schaligen bis maximal wenige mm großen Kügelchen (→ Ooiden) besteht, die sich im Meerwasser ausgeschieden haben

Eiskeil (fossil), durch Bodenfrost entstandene, keilförmige Spalte im → Lockergestein, ehemals mit Eis, heute mit → Sedimentmaterial gefüllt

Endmoräne, an der Stirn eines vorrückenden Gletschers oder Inlandeises aufgeschobene, wallartige oder beim Abtauen des Eises ausgeschmolzene Schuttmassen (Stauchendmoräne bzw. Satzendmoräne)

Erdfall, durch unterirdische Auslaugung von leicht löslichen Gesteinen (z. B. Salz, → Gips) an der Erdoberfläche entstandener Einsturztrichter von wenigen Metern Durchmesser und unterschiedlicher Tiefe (→ Doline, → Subrosionsssenke)

Erosion (Abtragung), ausfurchende und abtragende Wirkung von Wasser, Wind oder Eis

Evaporit, bei der Eindampfung von Lösungen durch chemische Abscheidung entstandenes Gestein (z. B. Salzgestein)

Event, relativ kurzfristiges erdgeschichtliches Ereignis

Exploration, Erkundung neuer bergbaulicher Abbaufelder oder Lagerstättenteile

Falte (geologische), Auf- und Abbiegung von geschichtetem Gestein; eine Falte setzt sich aus einem → Sattel und einer → Mulde zusammen;

Falten können durch gebirgsbildende Vorgänge entstehen (→ Orogenese)

Faltenachse, „gedachte“ Linie, welche die Punkte stärkster Krümmung auf einer muldenförmig oder sattelförmig gekrümmten Fläche miteinander verbindet (→ Falte, → Mulde, → Sattel)

Faltungsphase, Zeitabschnitt, in dem stärkere gebirgsbildende Vorgänge abgelaufen sind

Fazies, Gesamtheit der gesteinskundlichen und fossilinhaltlichen Merkmale, die ein Gestein charakterisieren; gibt Auskunft über Entstehungsbedingungen und Bildungsräume der → Gesteine und Gesteinsfolgen

Festgestein, verfestigtes → Gestein, das im bergfeuchten Zustand durch Fingerdruck nicht verformbar ist

Feuerstein, dichtes, muscheligen und scharfkantig brechendes Gestein aus nicht kristallinem Quarz; findet sich häufig als Knollen oder Lagen in → Kalksteinen der Kreide-Zeit

Findling, großer ortsfremder Gesteinsblock, der durch das Inlandeis der → Kaltzeiten von seinem Ursprungsort zu seinem späteren Fundort transportiert worden ist

Flexur, S-förmige Verbiegung von Gesteinsschichten, entsteht durch gegenläufige relative Verschiebung zweier → Schollen ohne Bildung größerer → Brüche und kann nach der Tiefe in eine → Verwerfung übergehen

Flint → Feuerstein

Flöz, wirtschaftlich nutzbare Gesteinsschicht, durch → Sedimentation entstanden (z. B. Kohlenflöz, Erzflöz)

fluviatil, durch einen Fluss erzeugt oder abgelagert

Flysch, im Wesentlichen marine Sedimente, die während der Gebirgsbildung von Schwellenzonen in schmale untermeerische Tröge verfrachtet werden

Fossilien, Versteinerungen vorzeitlicher Pflanzen oder Tieren oder von deren Lebensspuren

Geode, kugelige bis linsenförmiger, stark verfestigter Gesteinskörper (→ Konkretion) als Einlagerung in → Sedimentgestein

Geologie, Lehre vom Aufbau des Erdkörpers sowie von den Kräften und Vorgängen, die verändernd auf die Gestalt der Erde wirken, von der geschichtlichen Entwicklung der Erde und des Lebens auf der Erde

Geophysik, Teilgebiet der Geowissenschaften, befasst sich mit den physikalischen Vorgängen und Erscheinungen in und auf der Erde und deren Ausdeutung; nutzt die physikalischen Eigenschaften der Erdkruste zur Klärung des Aufbaus des Erdkörpers

Geothermie, Erdwärme

Geschiebe, vom Gletscher- oder Inlandeis transportierte, unsortierte Steine und Blöcke (→ Findling), die in → Moränen abgelagert wurden; nach der Gesteinsart unterscheidet man Kristallin- (z. B. Granit, Gneis) und Sedimentgeschiebe (z. B. Sandstein, Kalkstein), nach dem Herkunftsort nordische (aus Skandinavien und dem Ostseeraum) und einheimische Geschiebe

Gips, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Kalziumsulfat, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

Glaukonit, glimmerartiges, dunkelgrünes Mineral (Fe-Al-Silikat), das sich im marinen Bereich bildet

glazial, durch Eis bedingte Erscheinungen in Kaltzeiten

glazigen → glazial

glaziär, mittelbar vom Eis erzeugt

glaziofluviatil, von abfließendem Schmelzwasser der Gletscher oder des Inlandeises erzeugt oder abgelagert

Gletscherschrammen, durch im Eis der → Kaltzeiten mitgeführte Gesteinsstücke entstandene Ritzungsmarken im Festgestein des Gletscherbettes oder auf Oberflächen anderer Gesteine

Goniatiten, älteste → Ammoniten (Ordovizium bis Perm)

Graben (geologischer), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ abgesenkt wurde

Grauwacke, graue bis graugrüne Sandsteine mit hohem Quarz- und Feldspatanteil; bestehen aus zahlreichen Gesteinsbruchstücken

Grundmoräne, meist ungeschichteter und unsortierter, von Ton über Sand bis zu Steinen und Blöcken reichender Gesteinsschutt, der sich an der Basis von Gletschern oder Inlandeis abgelagert

Hangendes, das eine Bezugsschicht überlagernde Gestein; im → stratigrafischen Sinne: geologisch jünger als die Bezugsschicht

Hangschutt, verwittertes → Festgestein, durch Bodenkriechen und -fließen oder an Steilhängen auch durch Steinschlag umgelagert

Herpolith, → Festgestein, das sich aus untermeerisch abgerutschten, noch nicht vollständig verfestigten → Sedimenten gebildet hat, wobei das Rutschsediment zum Teil vollständig zerrieben oder zu spindelförmigen Körpern ausgewalzt wurde

Hochscholle → Horst

Horizont, kleinste geologische Zeiteinheit, durch einheitlich definierbare Faunen oder Gesteine charakterisiert

Horst (geologischer), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ herausgehoben wurde

Hydrogeologie, Teilgebiet der angewandten Geologie, befasst sich mit dem Wasserinhalt der Gesteine und Gesteinsfolgen, der Erschließung und dem Schutz des Grundwassers

Inkohlung, Umbildungsprozess pflanzlicher Stoffe zu Kohle. Innerhalb dieses Prozesses wird der Kohlenstoff gegenüber den ebenfalls in der Ursprungssubstanz befindlichen Mengen von Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff immer stärker relativ angereichert.

Inversion, Bewegungsumkehr, z. B. Aufwölbung und Heraushebung ehemaliger Sedimentationströge, Einsinken ehemaliger Hochgebiete

Kalkstein, **Kalk**, graues bis weißes, vorwiegend aus Kalziumkarbonat bestehendes, sedimentäres → Festgestein, CaCO_3 -Gehalt 90 – 100 %

Kaltzeit, längerer Abschnitt der Erdgeschichte (bis zu 100 000 Jahre), in dem es infolge absinkender Temperaturen zur Bildung zusätzlicher

Schnee- und Eismassen in den Polarregionen kam, die sich in Form von Gletschern oder Inlandeis in sonst eisfreie Regionen ausdehnten

Kame (engl.), Hügel aus geschichteten → glazio-fluviatilen Sanden und Kiesen, die im Randbereich des zerfallenden Inlandeises zwischen Toteisblöcken aufgeschüttet wurden

Kapillarsaum, Bodenzone über dem Grundwasser, die mit Porenwasser (= das in feinsten Hohlräumen zwischen den Bodenteilchen durch Adhäsionskräfte festgehaltene Wasser) angefüllt ist. Die Mächtigkeit des Saumes ist von der Korngrößenzusammensetzung des → Bodens abhängig

Karst, bildet sich durch Anlösung und Auswaschung chemisch angreifbarer Gesteine (→ Kalkstein, → Gips, → Anhydrit); durch die chemische Lösung und Auswaschung des Gesteins durch Niederschlags- und Grundwasser entstehen unterirdische Hohlräume; das Niederschlagswasser und das in Schlucklöchern (Schwinden) versinkende Oberflächenwasser sammeln sich in unterirdischen Wasserläufen (Karstgrundwasser), die in Karstquellen wieder zutage kommen

klastisch, Beschreibung für → Sedimente; durch mechanische Zerstörung (→ Verwitterung) anderer Gesteine (Trümmergestein) entstanden

Kluft, eine das Gestein und die → Schichtung durchziehende, mehr oder weniger geöffnete Fuge, an der im Allgemeinen keine Bewegung stattgefunden hat

Kondensation, zeitweilige Verlangsamung der Sedimentationsgeschwindigkeit, wodurch in einem Zeitabschnitt nur sehr gering mächtige Sedimentbänke entstehen

Konglomerat, verfestigtes → Sedimentgestein, das hauptsächlich aus gerundeten Gesteinsbruchstücken (Geröllen) besteht

Konkretion, unregelmäßig geformter, aus Mineralaggregaten zusammengesetzter Körper im Gestein. Konkretionen bilden sich aus zirkulierenden Lösungen, die an einer Stelle im Gestein, an der ein Kristallisationskeim vorhanden ist, zur Ausscheidung kommen.

Kryoturbation, unregelmäßige Verfaltung oder Verknetung oberflächennaher Bodenschichten,

die als fossile Zeugnisse eines → periglazialen Klimas gedeutet werden

Lagerstätte, natürliche Anreicherung nutzbarer Minerale und Gesteine, von Erdöl oder -gas, die nach Größe und Inhalt für eine wirtschaftliche Gewinnung in Betracht kommt

lagunär, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen in Lagunen

Leitfossil, Versteinerung, die für einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt kennzeichnend ist

Leithorizont, Schichtenglied, das aufgrund seines Fossilinhalts oder seines → petrografischen Erscheinungsbildes für ein bestimmtes Gebiet als → stratigrafischer Bezugshorizont dienen kann

Liegendes, das eine Bezugsschicht unterlagernde Gestein; im → stratigrafischen Sinne: geologisch älter als die Bezugsschicht

limnisch, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen in Süßwasserseen

Lineament, große, tief in die Erdrinde hinabreichende Bewegungszone, an der über größere Zeiträume immer wieder Krustenbewegungen stattfanden

Lithologie, oft für Sedimentpetrologie gebrauchter Ausdruck, aber mit Betonung der Lithofazies, d. h. des faziellen Wechsels der Gesteinsausbildung innerhalb einer bestimmten → stratigrafischen Einheit

Lockergestein, unverfestigtes Gestein

Mäander, bogenförmig verlaufender Flussabschnitt, häufig mit ausgeprägtem Gleit- und Prallhang

Mächtigkeit, bergmännischer Ausdruck für die Dicke von Gesteinsschichten

marin, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen im Meer

Massenkalk, ungeschichteter und ungebankter massiger, vorwiegend aus Riffen entstandener → Kalkstein, auch als stratigrafische Bezeichnung für die mittel- bis oberdevonischen Riffkalksteine Nordrhein-Westfalens gebräuchlich; häufig reich an Höhlen

Mergel, Sediment, bestehend aus Ton und Kalk

Mergelstein, graues bis weißes, sedimentäres → Festgestein aus → Mergel, CaCO_3 -Gehalt 25 – 75 %

Mofette, kühle Kohlensäureausströmung in vulkanischen Gebieten

Moräne, meist unsortierter Gesteinsschutt, der von Gletschern oder Inlandeis abgelagert wurde (→ Grundmoräne)

Morphologie, Oberflächenform einer Landschaft

Mulde (geologisch), eine nach unten (konkav) gekrümmte Gesteinsfolge

Oberboden, oberster mineralischer Bodenhorizont mit Anreicherungen an organischer Substanz (Humus), die ihm im Allgemeinen eine dunkle Farbe verleihen

Ooid, kugelförmiger, im Wasser entstandener Körper aus Kalk oder anderen Stoffen, bei denen sich um einen Kern konzentrische Schalen gebildet haben, Durchmesser meist 0,1 – 2 mm

Oolith, Gestein, das aus zahlreichen Ooiden zusammengesetzt ist (→ Eisenoolith)

Orogenese, Gebirgsbildung; ein besonders typisches Formenbild der Orogenese ist die Schichtenfaltung in Sättel und Mulden

Ortstein, verfestigte Lage im Unterboden (→ Bodenhorizont) eines Podsols infolge Anreicherung von Aluminium- und Eisenhydroxiden

paralische Ablagerung, → Sedimentation im Einflussbereich einer Meeresküste

periglazial, **periglaziär**, Bezeichnung für das Gebiet in der Umrandung von Eismassen mit starker Frosteinwirkung und die in diesem Raum auftretenden und ablaufenden Erscheinungen und Vorgänge

Petrografie, Teilgebiet der Geowissenschaften, befasst sich mit der Zusammensetzung der Gesteine, ihrem natürlichen Vorkommen und ihrem Verhältnis zueinander

Pluton, Tiefengesteinskörper von erheblicher Größe, der innerhalb der Erdkruste aus magmatischen Schmelzen erstarrt ist

Pollenanalyse, statistische Untersuchungsmethode der in Gesteinen auffindbaren Pollen und Sporen zur Rekonstruktion der Pflanzengemeinschaft in früheren geologischen Zeiten sowie zur → stratigrafischen Einordnung von Schichten

postglazial, zeitlich nach einer Kaltzeit

Quarzit, durch Gebirgsdruck und Temperatur verdichteter Sandstein mit einem Quarzgehalt (chemisch SiO_2) von > 80 % und großem Verwitterungswiderstand

Regression, Rückzug des Meeres aus einem vorher von ihm überfluteten Gebiet

Salinar, Gesteinskomplex, der überwiegend aus Salzgesteinen aufgebaut ist

Salinität, Salzgehalt des Wassers (in Prozent oder Promille)

Salztektonik, tektonische Strukturen oder Vorgänge, an deren Ausgestaltung Salz ursächlich oder maßgeblich beteiligt ist

Sattel (geologischer), geometrischer Begriff für eine nach oben (konvex) gekrümmte Gesteinsfolge

Schelf, Flachseebereich bis 200 m Wassertiefe. Er wird zur Festlandsscholle gerechnet und umrahmt diese in schmalerem oder breiterem Gürtel.

Schicht (Gesteinsschicht), durch Ablagerung entstandener Gesteinskörper von erheblicher flächenhafter Ausdehnung; die obere und untere Begrenzung einer Schicht bezeichnet man als Schichtfläche

Schichteneinfallen, Neigungswinkel einer Gesteinsschicht gegenüber einer gedachten Horizontalebene. Die Richtung der Neigung steht immer senkrecht zum Schichtenstreichen der Gesteinsschicht (→ Streichen).

Schichtstufe, durch unterschiedliche Verwitterungsresistenz herausgebildete Geländestufe in einer Schichtenfolge

Schichtung, charakteristische Lagerungsform der → Sedimentgesteine, schichtige Absonderung von Gesteinen, z. B. bedingt durch den Wechsel im Gesteinsmaterial, Veränderung der Korngröße, Änderungen im Ausfällungstyp oder durch eine Pause in den Ablagerungsvorgängen (in diesem Fall ergibt sich eine Schichtlücke oder → Diskordanz); bei Deltaablagerungen, in Fließgewässern und bei Windablagerungen (z. B. Dünen) entsteht durch Anlagerung hinter Hindernissen → Schrägschichtung

Schieferung, parallel gerichtetes, engständiges Flächengefüge, überwiegend in tonigen Gesteinen durch tektonische Beanspruchung oder metamorphe Überprägung entstanden, Schieferungsflächen verleihen den Gesteinen meist eine bevorzugte Spaltbarkeit

Schluff, → klastisches → Lockergestein aus mindestens 40 % Mineralkörnern der Korngrößenklasse 0,002 – 0,06 mm

Schmelzwasserablagerung, von Schmelzwässern der Gletscher oder des Inlandeises abgesetztes Sediment

Scholle, (tektonische) durch Verwerfungen umgrenztes Stück der Erdkruste. Aneinander grenzende Schollen wurden vielfach in verschiedenen Richtungen zueinander bewegt. Die Grenze zwischen zwei Schollen wird als Schollenrand bezeichnet

Schräg-, Diagonal- und Kreuzschichtung, nicht horizontale → Schichtung, die im Bereich von Deltabildungen und fließenden Gewässern oder in bewegter Luft an der Leeseite von Hindernissen in den sich ablagernden Sedimentmassen ausgebildet wird

Sediment, Sedimentgestein, Absätze aus Verwitterungsprodukten älterer Gesteine, die durch Wasser, Wind oder Eis transportiert und abgelagert werden oder sich aus wässrigen Lösungen ausscheiden; es gibt unverfestigte („lockere“) und verfestigte Sedimente bzw. Sedimentgesteine, wie z. B. Sand und Sandstein

Sedimentation, Ablagerung oder Abscheidung von Sedimenten (Verwitterungsprodukte von Gesteinen, Reste von Lebewesen, chemische Ausfällungsprodukte); je nach Art des transportierenden Mediums unterscheidet man z. B. die Sedimentation durch Wind (→ äolische S.), Eis

(→ glaziale S.), Flüsse (→ fluviatile S.), in Seen (→ limnische S.) oder im Meer (marine S.)

Seelilien (Krinoiden), pflanzenähnliche Meerestiere aus der Klasse der Stachelhäuter (verwandt z. B. mit den Seeigeln); der meist am Meeresboden verankerte Stiel trägt einen fünfstrahligen Kelch (Kambrium bis Gegenwart)

Seismik, Verfahren der angewandten → Geophysik zur Erkundung des Untergrundes mithilfe von künstlich erzeugten Erdbebenwellen

Seismologie, Erdbebenkunde

Siderit, FeCO₃, wichtiges Eisenerzmineral

Sinterbildung, meist zellig-poröses, vorwiegend karbonatisches Locker- oder Festgestein an Grundwasseraustritten

Solifluktion, „Bodenfließen“, hangabwärts gerichtete, gleitende und fließende Bewegung von Lockermaterial, insbesondere unter dem Einfluss periodischen Tauens und Gefrierens

Spongiolith, Gestein, das überwiegend aus Hornschwammnadeln besteht

Sprung → Verwerfung

Stauchmoräne, vor der Stirn des vorrückenden Inlandeises aufgespreste und gestauchte Lockergesteine (→ Moräne, → Grundmoräne)

Stauäссе, Feuchtigkeit im Boden, hervorgerufen durch stauende (meist tonreiche) → Bodenhorizonte

Steinsalz, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Natriumchlorid, NaCl)

Steinsohle, Steinlage, die auf einer Landoberfläche durch Ausblasung des feinkörnigen Materials entstanden ist

Störung, → Verwerfung, Trennfuge im Gestein, an der eine Verstellung der beiden angrenzenden → Schollen stattgefunden hat (Ab-, Auf- und Überschiebung sowie Horizontal- und Diagonalverschiebungen)

Stratigrafie, Schichtenbeschreibung, Teilgebiet der Geologie, befasst sich mit der Untersuchung und Beschreibung der Gesteine, ihrer anorganischen und organischen Merkmale und Inhalte zur Festlegung der zeitlichen Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten

Streichen, Schnittpur einer geneigten Fläche (z. B. Schicht-, Schieferungsfläche) mit einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Einfallen bestimmt

Stromatoporen, ausgestorbene koloniebildende Meerestiere des Erdaltertums, die – ähnlich wie Korallen – ein kalkiges Skelett absonderten und damit Riffe bilden konnten (Kambrium bis Kreide, hauptsächlich Silur bis Devon)

Strukturboden, „Frostmusterboden“, Boden, der durch Sonderung verschieden großer Bodenbestandteile bestimmte Strukturformen angenommen hat. Häufig umschließen z. B. Ringe größeren Materials Bereiche mit Feinboden. Typische Erscheinungsformen des → periglazialen Klimabereichs

subaerisch, an der Erdoberfläche, in der freien Luft gebildet oder auftretend

subaquatische Rutschung/Gleitung, aufgestauchte, gefälte oder verwirbelte Schichten, die durch untermeerisches Hangabwärtsgleiten gering verfestigter, wasserdurchtränkter Sedimente entstanden sind; → Herpolith

subglazial, subglaziär, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen, die unter dem Eis ablaufen oder gebildet werden

Subrosion, unter der Erdoberfläche stattfindende Ablaugung leicht löslicher Gesteine (besonders Salzgesteine) durch das Grundwasser

Subrosionssenke, Einmuldung der Erdoberfläche, die durch unterirdische Auflösung leicht löslicher Gesteine (besonders Salzgesteine) und durch kontinuierliches Nachsacken der darüberliegenden Gesteinsschichten entstanden ist

synsedimentär, Bezeichnung für in einem Sedimentationsraum während der → Sedimentation ablaufende Vorgänge

Tagebau, Form der Rohstoffgewinnung, bei dem die Lagerstätte von der Erdoberfläche aus abgebaut wird; die Gewinnung kann nass oder trocken erfolgen

Tektonik, Teilgebiet der Geologie, befasst sich mit den Bewegungsvorgängen in der Erdkruste

und den dadurch hervorgerufenen Lagerungsverhältnissen der Gesteine (z. B. → Faltenbau, → Schollenbau)

Terrasse, durch fließendes Wasser in einer bestimmten Höhenlage entstandene ebene Fläche (Erosionsterrasse) oder ein Schotterkörper mit ebener Oberfläche (Akkumulationsterrasse). Je nach Ablagerungsalter werden Haupt-, Mittel-, Niederterrassen und Auenterrassen unterschieden

terrestrisch, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen im Bereich des Festlands

Tethys, ein im Erdmittelalter in Ost-West-Richtung erdumspannendes Meer; das heutige Mittelmeer ist ein Rest der Tethys

Teufe, bergmännischer Ausdruck für Tiefe

Tiefscholle → Graben

Transgression, Vorrücken des Meeres auf Festlandgebiete

Trochiten, Seelilienstielglieder (→ Krinoiden)

Trübestrom, Suspension aus großen Mengen von Sedimentteilchen, die untermeerische Hänge mit großer Geschwindigkeit hinabgleitet (→ Herpolith)

Tuff, verfestigtes vulkanisches Auswurfprodukt verschiedenster Korngrößen

Turbidit, aus einem → Trübestrom abgelagerter Sedimentkörper

Typlokalität/Richtprofil, → Aufschluss, dessen → stratigrafischer, → petrografischer oder → paläontologischer Inhalt als Definitionsgrundlage dient

Überschiebung, tektonische Störungsform, bei der sich an einer flach einfallenden Bewegungsfläche eine Gesteinsscholle über eine andere geschoben hat (→ Verwerfung)

Uferwall, das Flussbett begleitender Wall, der bei Hochwasser aufgeschüttet wurde

Verkarstung, natürliche chemische Auflösungs- und Zersetzungsprozesse an (leicht) löslichen Gesteinen (z. B. → Kalkstein, → Dolomit, → Gips, → Steinsalz) durch Wasser

Verwerfung, Verschiebung zweier Gesteinsschollen an einer Bruchfläche; im bergmännischen Sprachgebrauch ist der Begriff auf Abschiebungen beschränkt: dabei zeigt die Bruchfläche ein → Einfallen in Richtung auf die relativ abgesenkte Gesteinsscholle

Verwitterung, Zerstörung, Zersetzung oder Umwandlung von Gesteinen und Mineralen an oder nahe der Erdoberfläche durch exogene Kräfte wie Sonnenstrahlung, Frost, Wasser (und seinen Lösungsinhalt), Wind, atmosphärische Gase oder Organismen; Art, Stärke und Wirkung der Kräfte sind abhängig vom jeweiligen Klima

Vulkanit, vulkanisches Gestein

Windkanter, Gesteinsbrocken, der durch Windschliff eine oder mehrere Kanten erhalten hat. Windkanter treten zumeist in vegetationsarmen Gebieten auf. Häufig Zeugnis einer Kältewüste im → periglazialen Klimabereich

Winkeldiskordanz → Diskordanz

Würgeboden, durch Frost verursachte Verknetung oberflächennaher Bodenschichten

Bildnachweise:

- Umweltamt Stadt Bielefeld, ergänzt (Abb. 7)
LWL-Museum für Naturkunde, Münster (Abb. 12; Taf. 1: Abb. 5; Taf. 2: Abb. 4)
Staatliches Museum für Naturkunde, Rosenstein, Stuttgart (Abb. 15)
© LWL-Medienzentrum für Westfalen (Abb. 24)
E. Speetzen, Münster (Abb. 28)
Entwurf P. Rohde, nach Unterlagen des
Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (Abb. 31)
D. Wittig, Bielefeld (Umschlagbild u. Abb. 37)
O. F. Müller, Vlotho-Horst (Abb. 38)
Niedersächsisches Staatsbad Pyrmont (Abb. 44)
Großmann (Abb. 46)
(Lagerstätten I und II (1973)) (Abb. 50)
A. Leipner, Osnabrück (Taf. 2: Abb. 1, 3, 6)
R. Ebel, Bünde (Taf. 2: Abb. 5)
Sammlung Habbe, K. H. Jäger, Rahden-Wehe (Taf. 3: alle Abb.)
nach „Geologie im Münsterland“ (1995)
[Hrsg. Geol. L.-Amt, heute Geol. Dienst NRW] (Abb. 9, 11, 19, 20)
und Geologischer Dienst NRW



ISBN 3-86029-932-8