

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge



Teil 3

Sauer- und Siegerland

Umschlagbild:

Typisch sauerländisches Ortsbild mit
schiefergedeckten Fachwerkhäusern.

Die Bruchhauser Steine im Hintergrund
sind seit Frühjahr 2017 das erste Nationale
Naturmonument Nordrhein-Westfalens.

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge

Teil 3: Sauer- und Siegerland

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
mit Beiträgen von
KARL-HEINZ RIBBERT, VOLKER WREDE, BÉATRICE OESTERREICH
HANS BAUMGARTEN, ARNOLD GAWLIK, HEINRICH HEUSER,
MATTHIAS PIECHA, REINHOLD ROTH, MICHAEL THÜNKER
MICHAEL BAALES, EVA CICHY, MANUEL ZEILER

134 Abbildungen
14 Tabellen
1 Tafel in der Anlage

Alle Rechte vorbehalten

© 2017 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld
De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld
Fon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505
poststelle@gd.nrw.de · www.gd.nrw.de

Bearbeiter:

Dipl.-Geol. Dr. Karl-Heinz Ribbert
Dipl.-Geol. Dr. Volker Wrede
Dipl.-Geol. in Dr. Béatrice Oesterreich
Dipl.-Geogr. Hans Baumgarten
Dipl.-Geol. Dr. Arnold Gawlik
Dipl.-Geol. Dr. Heinrich Heuser
Dipl.-Geol. Dr. Matthias Piecha
Dipl.-Geol. Dr. Reinhold Roth
Dipl.-Geol. M. Thünker

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –

Michael Baales
Eva Cichy
Manuel Zeiler

LWL-Archäologie für Westfalen, Außenstelle Olpe · In der Wüste 4 · 57462 Olpe

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

Lektorat, Text- und Bildbearbeitung:
Gaby Kamp, Ulla Amend, Ulrike Lux, Ulrike Mittler

Zitierweise:

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (2017), mit Beitr. von RIBBERT, K.-H.; WREDE, V.; OESTERREICH, B.; BAUMGARTEN, H.; GAWLIK, A.; HEUSER, H.; PIECHA, M.; ROTH, R.; THÜNKER, M.; BAALES, M.; CICHY, E.; ZEILER, M.: Geologie im Rheinischen Schiefergebirge, Tl. 3: Sauer- und Siegerland. – 243 S., 134 Abb., 14 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld.

Druck: van Acken Druckerei & Verlag GmbH, Krefeld

Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

ISBN 978-3-86029-936-4

Inhalt

Sauer- und Siegerland – Natur- und Lebensraum (B. Oesterreich)	13
Klima, Vegetation und Geographie	17
Geologische Entwicklung und tektonischer Bau	23
Geologische und geotektonische Grundlagen (B. Oesterreich)	23
Strukturelle Entwicklung (V. Wrede)	25
Regionale Baueinheiten (V. Wrede)	33
Erdgeschichte (K.-H. Ribbert)	46
Erdaltertum (Paläozoikum)	47
Ordovizium	48
Silur	50
Devon	50
Unterdevon	51
Gedinnium bis Siegenium	51
Siegenium bis Emsium	57
Mitteldevon – Schelf-, Übergangs- und Becken-Fazies im Sauerland	61
Eifelium des Mitteldevon-Schelfs im westlichen Sauerland	64
Eifelium des Schelf/Becken-Übergangs	71
Eifelium des Mitteldevon-Beckens im östlichen Sauerland	72
Givetium des Mitteldevon-Schelfs im westlichen Sauerland	74
Givetium des Schelf/Becken-Übergangs	79
Givetium des Mitteldevon-Beckens im östlichen Sauerland	80
Vulkanismus des Eifeliums und Givetiums im nördlichen Sauerland	80
Mittel- bis Oberdevon – Massenkalk- und Flinz-Fazies im nördlichen und mittleren Sauerland	83
Das Oberdevon-Becken in Sauerland und Wittgensteiner Land	91
Frasium	95
Famennium	97
Karbon	99
Unterkarbon	100
Tournaisium	100
Viseum	103
Oberkarbon	107
Namurium A – flözleeres Oberkarbon	107
Namurium B/C und Westfalium – flözführendes Oberkarbon (K.-H. Ribbert, V. Wrede)	110
Perm (B. Oesterreich)	111
Rotliegend	111
Zechstein	113
Erdmittelalter (Mesozoikum) (B. Oesterreich)	117
Trias	117

Jura	117
Kreide	119
Erdneuzeit (Känozoikum) (K.-H. Ribbert)	123
Tertiär	124
Quartär	126
Pleistozän	126
Holozän	129
Was bringt die Zukunft?	130
Verkarstung (V. Wrede)	132
Ur- und Frühgeschichte (M. Baales, E. Cichy & M. Zeiler)	139
Altsteinzeit (Paläolithikum)	139
Mittelsteinzeit (Mesolithikum)	143
Jungsteinzeit (Neolithikum)	144
Bronzezeit	146
Vorrömische Eisenzeit	147
Römische Kaiserzeit	149
Völkerwanderungszeit und Mittelalter	152
Neuzeit	154
Lagerstätten (B. Oesterreich)	155
Erze	156
Eisen	156
Kupfer	160
Blei und Zink	161
Mangan	164
Gold	164
Industrieminerale	164
Schwerspat	165
Coelestin	165
Steine und Erden	165
Kalkstein	166
Sandstein	166
Tonstein und Dachschiefer	167
Vulkanische Gesteine	168
Grundwasser (H. Heuser)	169
Was ist Grundwasser?	169
Der Wasserkreislauf	169
Grundwasservorkommen	170
Paläozoikum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges	173
Hauptkeratophyr	173
Devonischer Massenkalk	173
Kulm-Kieselkalk (Hellefeld-Formation) und <i>Sparganophyllum</i> -Kalk	173
Kulm-Plattenkalk (Herdringen- und Wennemen-Formation)	174
Ruhrkarbon	174
Trias und Zechstein westlich der Hessischen Senke	174

Kalk- und Kalkmergelsteine der Kreide	174
Tertiär des Westerwaldes	175
Schotterkörper der Ruhr	175
Grundwassererschließung und Grundwasserschutz	175
Grundwasser und Bergbau	179
Grundwasserbeschaffenheit	180
Grundlagen	180
Mineralwasser	180
Heilwasser	181
Erdwärme	184
Boden (R. Roth)	186
Boden und Bodennutzung	186
Bodenlandschaften	188
Böden überwiegend aus Silikatgestein, meist bedeckt mit Fließerde und Hangablagerung	188
Basenarme Braunerden – die häufigsten Böden im „Land der tausend Berge“ ..	188
Ranker – sehr flachgründige, arme Böden auf Silikatgestein	189
(Braunerde-)Podsole auf Sandstein, Quarzit und Kiesel-schiefer – steinreich und extrem sauer	190
Pseudogleye – Staunässe über dichtem Untergrund	191
Böden überwiegend aus Karbonatgestein, meist bedeckt mit Löss, (Löss-)Fließerde und Terra-fusca-Relikten	192
Basenreiche Braunerden – land- und forstwirtschaftlich begehrt	192
Rendzinen – basen- und steinreiche Böden auf Karbonatgestein	192
Böden aus Basalt, meist bedeckt mit Fließerde und tonigem Verwitterungslehm	193
Basenreiche Braunerden und Pseudogleye – artenreiche Waldstandorte	193
Böden aus Löss und Lössfließerde	193
Parabraunerden – fruchtbare Ackerstandorte in klimatische begünstigten Lagen	194
Böden aus Kolluvium – Zeugen der Bodenerosion	195
Böden aus holozänen Talsedimenten	196
Vega und Auengley – die Böden der breiten Talauen	196
Gley-Bodengesellschaften der schmalen Gebirgstäler	196
Böden aus Moorbildungen	197
Geotope – Erdgeschichtliche Denkmäler (A. Gawlik & M. Piecha)	199
Steine, Klippen und Bergrücken	200
Meer und Wüste	202
Falten und Brüche	203
Höhlen und Karstlandschaften	205
Quellen und Bachschwinden	208
Literaturverzeichnis	210
Glossar	230
Geo-Ziele (H. Baumgarten)	234

Exkurse

Tektonischer Bau:

Tektonische Bauelemente	28
-------------------------------	----

Regionale Baueinheiten:

Tiefenseismik	34
Tektonik des Ruhrkarbons	43

Erdgeschichte:

Geologische Landesaufnahme	46
----------------------------------	----

Unterdevon:

Unterdevon-Delta	56
Unterdevonischer Vulkanismus	58

Mittel- bis Oberdevon:

Riffe	84
-------------	----

Oberdevon:

Conodonten	91
------------------	----

Unterkarbon:

Unterkarbonischer Vulkanismus in Sauerland und Wittgensteiner Land	106
--	-----

Perm:

Rotfärbung und Bleichung	112
--------------------------------	-----

Jura:

Geburt des Atlantiks	118
----------------------------	-----

Kreide:

Paläokarst	120
------------------	-----

Abbildungen

Abb. 1	Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen mit den bisher erschienenen Gebietsmonografien	16
Abb. 2	Naturräumliche Gliederung des Sauerlandes, Siegerlandes und Wittgensteiner Landes	18
Abb. 3	Plattentektonik im heutigen Erdbild	24
Abb. 4	Plattentektonische Entwicklung des Variszischen Gebirges	25
Abb. 5a	Schematische Darstellung einer geologischen Falte	29
Abb. 5b	Sattel- und Muldenbau in den Raumland-Schichten	29
Abb. 6a	Schematische Darstellung einer Aufschiebung	29
Abb. 6b	Gebogene Aufschiebung in den Schichten der Bromberg-Formation	29
Abb. 7	Schematische Darstellung eines Schuppensattels	30
Abb. 8	Großtektonische Fischschwanz-Struktur	30
Abb. 9	Intensiv geschieferte Tonsteine der Oberen Nehden-Schichten	31
Abb. 10a	Schematische Darstellungen einer Abschiebung	32
Abb. 10b	Abschiebung im Kohlenflöz „Geitling 3“ der Witten-Formation	32
Abb. 11	Schematische Darstellung einer Horizontal- oder Blattverschiebung	32
Abb. 12	Klüfte in einer Wechsellagerung aus Ton- und Sandsteinen in den Saat-Schichten	32

Abb. 13	Ausschnitt aus dem Tiefenseismikprofil DEKORP 2N	34
Abb. 14	Spezialgefaltete Kieselkalke der Hillershausen-Formation in der Nordflanke der Wittgensteiner Mulde	36
Abb. 15	Faltenbau im flözleeren Oberkarbon, Ziegelschiefer-Formation	40
Abb. 16	Überschiebungstektonik im flözleeren Oberkarbon am Silschede Tunnel	41
Abb. 17a	Querschnitt durch das mittlere Ruhrgebiet	44
Abb. 17b	Stockwerkbau des Ruhrkarbons	44
Abb. 18	Ordovizische Acritarchen	49
Abb. 19	Der Rheinische Trog im Unterdevon	51
Abb. 20	Lebensbild aus dem Unterdevon-Delta	54
Abb. 21	Schnitt durch den Küstensaum des Old-Red-Kontinents	56
Abb. 22	Das Unterdevon-Delta im Blockbild	57
Abb. 23	Paläogeographie des Mitteldevons	64
Abb. 24	Faziesprofil durch Schelf und Becken zur Zeit des Mitteldevons	65
Abb. 25	Krinoiden im Sandstein der Mühlenberg-Schichten	66
Abb. 26	Abbau in den bunten Brandenburg-Schichten	69
Abb. 27	Trilobit <i>Gerastos cuvieri</i> und Bryozoenfächer aus dem Ohle-Schiefer	70
Abb. 28	Stark geschieferte Tonsteine der Fredeburg-Schichten	72
Abb. 29	Lebensspuren (Ichnofossilien) auf der Unterseite einer Quarzitbank in den Berleburg-Schichten	73
Abb. 30	Riesen-Konkretionen aus den Raumland-Schichten	74
Abb. 31	Brachiopoden der Art <i>Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens</i> aus den Oberen Honsel-Schichten	75
Abb. 32	Oolith aus der Werdohl-Fazies der Honsel-Schichten	76
Abb. 33	Das Bredenbrucher Riff	77
Abb. 34	Lebensraum im Schelf-Meer der Finnentrop-Schichten	78
Abb. 35	Entwicklung des Bruchhausen-Vulkans	81
Abb. 36	Diabas-Pillows	82
Abb. 37	Rezentes Korallenriff vor der Antillen-Insel Barbados	84
Abb. 38	Durch Verwitterung freigelegte Stromatoporen und Korallen des Briloner Massenkalks	85
Abb. 39	Verteilung der wichtigsten Organismen in den einzelnen Riffbereichen der Dorp-Fazies	85
Abb. 40	Rifftrand mit angrenzendem Becken am Briloner Riff	88
Abb. 41	Stark geschieferte Nuttlar-Schichten mit einer eingelagerten Flinzkalkbank	89
Abb. 42	Riff- und Flinz-Fazies zwischen Wuppertal und dem Hönnetal	90
Abb. 43	Karbonat-Fazies und Biogene im mitteldevonischen Massenkalk des Hönnetals	90
Abb. 44	Oberdevonische Conodonten	92
Abb. 45	Der vermutete Conodontenträger, ein primitives Wirbeltier	92
Abb. 46	Paläogeographie des Oberdevons	93
Abb. 47	Adorf-Schichten (Bänderschiefer)	95
Abb. 48	Schlagwasserbrekzie am Ostrand des Warsteiner Riffs	96

Abb. 49	Unterseite einer Sandbank der Nehden-Schichten	98
Abb. 50	Rotschiefer der Hemberg-Schichten mit Kalknollen und grünen Lagen	98
Abb. 51	Paläogeographie des Unterkarbons	101
Abb. 52	Der Goniatit <i>Entogonites grimmeri</i> , Leitfossil des Unterkarbons III α	104
Abb. 53	Herdringen-Formation (Kulm-Plattenkalk)	104
Abb. 54	Paläogeographie des Oberkarbons	107
Abb. 55	Bleichung und Rotfärbung der Hemberg-Schichten	112
Abb. 56	Menden-Konglomerat	113
Abb. 57	Paläogeographie des Zechsteins	113
Abb. 58	Stinkkalk des Werra-Karbonats	115
Abb. 59	Zellenkalk des Staßfurt-Karbonats	116
Abb. 60	Plattentektonik im heutigen Erdbild: Schnitt durch die Subduktionszonen	118
Abb. 61	Paläogeographie der Kreide	119
Abb. 62	Saurier Iguanodon in der Kreide-Landschaft	121
Abb. 63	Kreidezeitliches Glaukonit-Gestein über Massenkalk; fossiler Kliffbereich der Kreide-Zeit	121
Abb. 64	Reliefgenerationen im Rheinischen Schiefergebirge	125
Abb. 65	Blockschutt im Umfeld der Bruchhauser Steine	128
Abb. 66	Bänderschutt in der Grube „Wagenschmier“	128
Abb. 67	Talauen-Ablagerungen an der Lause	129
Abb. 68	Holozäne Klimaänderungen auf der nördlichen Erdhalbkugel	131
Abb. 69	Versinkung des Wäschebachs am Südrand des Warsteiner Massenkalks	133
Abb. 70	Karstquelle im Hönnetal	133
Abb. 71	Stalaktiten im Perick-Höhlensystem	134
Abb. 72	Feldhofhöhle im Hönnetal	136
Abb. 73	Tief dunkelrot gefärbter Stalaktit in der Ostenberghöhle	137
Abb. 74	Kalkkuppen auf der Briloner Hochfläche	137
Abb. 75	„Kryogene“ Kalzite des Malachitdoms	138
Abb. 76	Keilmesser, aus Kieselschiefer aus der Hönne gefertigt	139
Abb. 77	Rentierjagt um 9900 v. Chr.	142
Abb. 78	Typisch spätmesolithische Feuersteinpfeilspitzen	144
Abb. 79	Neolithische Pfeilspitze aus bayerischem Plattenhornstein	145
Abb. 80	Neolithische Kupfer-Beilklinge aus Südosteuropa	145
Abb. 81	Bronzezeitliche Lanzenspitze	146
Abb. 82	Spätbronzezeitliche Bronze-Urne	147
Abb. 83	La-Tène-zeitlicher Schmelzofen im Siegerland	148
Abb. 84	Bronze-Entlein aus dem keltischen Österreich	149
Abb. 85	Typischer Spitzgraben vor dem Wall des Römerlagers Rüthen-Kneblinghausen	150
Abb. 86	Bleifragment mit römischer Namensinschrift	150
Abb. 87	Nicht-römische Barrenformen aus Sauerländer Blei	151
Abb. 88	Arm- und Halsring aus Gold aus der jüngeren Kaiserzeit	151

Abb. 89	Hochmittelalterliche Pinge	152
Abb. 90	Erzbezirke des Sauer- und Siegerlandes	155
Abb. 91	Falten- und Überschiebungstektonik im Bereich der Erzlagerstätte Meggen	156
Abb. 92	Sedimentär geschichtetes Pyriterz aus der Grube Meggen	157
Abb. 93	Sideriterz als Blätterspat aus dem Hohlraum einer hydrothermalen Gangvererzung	158
Abb. 94	Verteilung der primären Faziestypen der Eisenerze des Lahn-Dill-Typs am Beispiel der Lagerstätte Martenberg	159
Abb. 95	Stollenmundloch Willibald IV der Bleibgrube Dörnberg	162
Abb. 96	Gangerz aus der Grube Ramsbeck	163
Abb. 97	Dachschiefer-Tagebau Hörre	167
Abb. 98	Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge	170
Abb. 99	Hydrogeologische Teilräume	172
Abb. 100	Spezifische Grundwasserentnahmemenge nach erteilten Wasserrechten für den Schiefergebirgsanteil des ehemaligen StUA Lippstadt	176
Abb. 101	Grundwasseranreicherung im Ruhrtal bei Witten	177
Abb. 102	Wasserschutzgebiete	178
Abb. 103	Mundloch des St.-Johannes-Erbstollens	179
Abb. 104	Brunnenhaus der Kaiser-Heinrich-Quelle	181
Abb. 105	Chloridgehalte des Alme-Quellteiches	183
Abb. 106	Gradierwerk am Freizeitbad NASS	183
Abb. 107	Die Bodenlandschaften im Betrachtungsraum	187
Abb. 108	Basenarme Braunerde	188
Abb. 109	Hainsimsen-Buchenwald über basenarmer Braunerde	189
Abb. 110	Flachgründige Braunerde mit Übergängen zum Ranker	190
Abb. 111	Podsol aus Kieselschieferschutt über Fließerde über Tonstein	190
Abb. 112	Pseudogley aus Fließerde mit Graulehmrelikten	191
Abb. 113	Basenreiche Rendzina	193
Abb. 114	Parabraunerde aus Löss	194
Abb. 115	Kartoffelanbau auf Parabraunerde	194
Abb. 116	Entstehung von Kolluvisol aus abgeschwemmtem Löss	195
Abb. 117	Gley-Kolluvisol aus abgeschwemmtem Bodenmaterial und Holzkohlengrus	195
Abb. 118	Vega aus schluffiger Auenablagerung über Auenkies	196
Abb. 119	Gley aus schluffiger Bachablagerung	197
Abb. 120	Niedermoor	198
Abb. 121	Übergangsmoor aus Torfmoosfilz über Niedermoortorf	198
Abb. 122	Bruchhauser Steine	200
Abb. 123	Quarzkeratophyr im Steinbruch am Kapplerstein	201
Abb. 124	Diabas am Iberg	201
Abb. 125	Basaltblockhalde im Naturschutzgebiet Großer Stein	202
Abb. 126	Riffkalkstein	203

Abb. 127	Gesteinsfalten am Kahlen Asten	204
Abb. 128	Gefaltete Kieseleschiefer in der unterkarbonischen Hardt-Formation	204
Abb. 129	Siegener Hauptaufschiebung am Häusling	205
Abb. 130	Kaiserhalle der Dechenhöhle	206
Abb. 131	Tropfsteine im Malachitdom	207
Abb. 132	Felsenmeer bei Hemer	207
Abb. 133	Eder-Quelle	208
Abb. 134	Bachschwinde	209

Tabellen

Tab. 1	Erdgeschichtlicher Überblick	14/15
Tab. 2	Stratigraphische Gliederung von Ordovizium, Silur und Unterdevon	48
Tab. 3	Stratigraphische Gliederung des Unterdevons im Siegerland	53
Tab. 4	Stratigraphische Gliederung des Mitteldevons und Oberdevons im Sauerland und Wittgensteiner Land	62/63
Tab. 5	Conodontenzonen des Givetiums und Frasniums	92
Tab. 6	Lithostratigraphische Gliederung des oberen Oberdevons (Famennium)	94
Tab. 7	Stratigraphische Gliederung des Unterkarbons am Nord- und Ostrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges	102
Tab. 8	Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons am Nordrand des Sauerlandes	108
Tab. 9	Stratigraphische Gliederung von Perm, Trias, Jura und Kreide	114
Tab. 10	Stratigraphische Gliederung und Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs	123
Tab. 11	Archäologische Nachweise aus der Altsteinzeit	140
Tab. 12:	Archäologische Nachweise aus dem Späten Jungpaläolithikum bis in die Neuzeit	141
Tab. 13	Talsperren im Sauerland und Siegerland	171
Tab. 14	Öffentliche Trinkwasserversorgung in Nordrhein-Westfalen und im Regierungsbezirk Arnsberg	175

Tafel in der Anlage

Taf. 1	Übersichtskarte und tektonischer Schnitt durch das Gesamtgebiet
--------	---

Sauer- und Siegerland – Natur- und Lebensraum

Béatrice Oesterreich

Die vorliegende geologische Beschreibung bildet den Abschluss der Gebietsmonografien des Landes Nordrhein-Westfalen. In dieser Reihe sind bisher die Beschreibungen für den Niederrhein, das Münsterland sowie das Weser- und Osnabrücker Bergland erschienen. Die Monografie „Rheinisches Schiefergebirge“ wurde aufgrund der Flächengröße und der Vielzahl unterschiedlicher geologischer Einheiten dreigeteilt, und zwar linksrheinisch in die Nordeifel (Tl. 1) sowie rechtsrheinisch in das Bergische Land (Tl. 2) und das in diesem Band behandelte Sauer- und Siegerland (Tl. 3; s. S. 16; Abb. 1). Zum Betrachtungsraum gehören das nordwestlich angrenzende südliche Ruhrgebiet und das Wittgensteiner Land in Südosten Nordrhein-Westfalens.

Das Rheinische Schiefergebirge ist Teil des im Paläozoikum gefalteten und teilweise wieder abgetragenen Variszischen Gebirges, das sich innerhalb des heutigen Europas von Südeuropa bis Polen erstreckte. Es gehört zur Deutschen Mittelgebirgsschwelle, umfasst Teile von Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz, Hessen sowie des Saarlandes und zieht sich als Ardennen bis nach Belgien und Frankreich, als Ösling bis nach Luxemburg. Seine höchste Erhebung ist mit +879 m NHN der Große Feldberg im Taunus. Der Rhein teilt es in einen West- und einen Ostteil, für die die Bezeichnungen links- beziehungsweise rechtsrheinisches Schiefergebirge gebräuchlich sind. Ardennen, Eifel und Hunsrück bilden den Hauptteil des linksrheinischen Schiefergebirges. Rechtsrheinisch sind es im Wesentlichen südliches Ruhrgebiet, Bergisches Land, Sauerland, Siegerland, Wittgensteiner Land, Kellerwald, Westerwald und Taunus.

Der Bildungszeitraum der Festgesteine im Betrachtungsraum umfasst – wenn auch bisweilen lückenhaft überliefert – einen Zeitraum von rund

465 Mio. Jahren, der vom Mittelordovizium bis in die Oberkreide reicht (Tab. 1). Dabei machen Gesteine des Paläozoikums, hauptsächlich der Devon-Zeit, den Hauptteil aus. Die jüngsten Gesteine aus der Tertiär- und Quartär-Zeit sind in der Regel wenig verfestigt und liegen als meist gering mächtige Bedeckung über den Festgesteinen. Die jüngeren Festgesteine treten vor allem an den Rändern des Rheinischen Schiefergebirges auf; so im Norden an der Grenze zum Münsterländer Kreide-Becken und im Osten am Übergang zur Hessischen Senke. Im Westen schließt sich das Bergische Land als Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges mit vergleichbar alten Ablagerungen an. Nach Süden setzen sich die Gesteine des Siegerlandes und des Wittgensteiner Landes auf rheinland-pfälzischem und hessischem Territorium fort.

Der lange geologische Entwicklungszeitraum des Betrachtungsgebietes ist gekennzeichnet durch sich ständig verändernde paläogeographische Verhältnisse, das heißt, durch wechselnde Land/Meer-Verteilungen, die mit Änderungen der Klima- und Ablagerungsbedingungen verbunden waren.

Sauerland und Siegerland wecken in uns ganz unterschiedliche Vorstellungen. Während mit dem Sauerland vielfach Begriffe wie Erholung, Natur und Freizeitgestaltung – insbesondere Wandern im Sommer oder Ski und Rodeln im Winter – verknüpft werden, denkt man beim Siegerland oft an eine Industrieregion, geprägt vom Erzbergbau sowie der Herstellung und Verarbeitung von Eisen und Stahl. Diese Assoziation kommt nicht von ungefähr, war doch das Siegerland über lange Zeit das Zentrum des westdeutschen Eisenerz-Bergbaus und Standort intensiver Eisenverhüttung. So unterschiedlich die mit den beiden Landschaften verknüpften Vorstellungen auch sein mögen, geologisch

Tabelle 1
Erdgeschichtlicher Überblick

Ära	System	Alter (Ma*)	Gliederung		Paläogeographie, Klima, Fazies	
Erdneuzeit (Känozoikum)	Quartär	0,012 (J. v. h.)	Holozän	Postglazial	Festland, heutiges kühl-gemäßigtes Klima, Bodenbildung, Auswirkungen menschlicher Aktivitäten	
			Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Festland im Vorland des nordischen Inlandeises, periglaziale Abtragung und Sedimentation; Aufschotterung der Niederterrassen	
				Ältere Kalt- und Warmzeiten	Festland mit Kalt- und Warmzeiten im Rhythmus der Vorstöße und Rückzüge des nordischen Inlandeises; Wechsel von fluviatiler Sedimentation und Erosion; Terrassenbildung	
	Tertiär	2,6	Pliozän		Festland mit humidem Klima; fluviatile Sedimentation; Terrassenbildung	
			Miozän		zunehmend fluviatile Sedimentation; Verwitterung und Abtragung des Rheinischen Schiefergebirges, Altflächenbildung	
			Oligozän		Verwitterung und Abtragung des Rheinischen Schiefergebirges	
			Eozän		Festland mit subtropischem Klima; tief greifende chemische Verwitterung; weitere Denudation der Rumpffläche; Verkarstung vor allem auf Massenkalk	
			Paläozän			
	Kreide	66	Oberkreide		Transgression des Kreide-Meeres; Verkarstung vor allem auf Massenkalk; Eintrag von Sedimenten in Karsthohlräume	
			Unterkreide			
Malm						
Erdmittelalter (Mesozoikum)	Jura	145	Dogger		Festland (Rheinische Masse): Verwitterung, Abtragung und Einebnung unter wechselnd warmen Klimabedingungen; zeitweilig randliche Überflutungen von Norden	
			Lias			
			Keuper			
	Trias	201,5	Muschelkalk			
			Buntsandstein			
Erdaltertum (Paläozoikum)	Perm	252,5	Zechstein		Transgression des Zechstein-Meeres von Nordosten	
			Rotliegend			
	Karbon	296	Oberkarbon (Silesium)	Stefanium	Hebung, Verwitterung und Abtragung des Variszischen Gebirges; Subvariszische Saumsenke mit Küstenmooren in tropisch-humidem Klima; Sandschüttungen	
				Westfalium		
				Namurium		
			Unterkarbon (Dinantium)	Viseum		Kulm-Becken: tiefes Meer mit sehr geringer Sedimentation; turbiditische Kalkschüttungen
				Tournaisium		
	Devon	361	Oberdevon	Famennium	Becken-Fazies mit turbiditischen Sandschüttungen	
				Frasnium	Vertiefung des Rhenoheryznischen Beckens; Gliederung in Becken und Schwellen	
			Mitteldevon	Givetium	flaches Schelfmeer mit Korallen- und Stromatoporenriffen	
Eifelium				flachmarine, rheinische Schelf-Fazies; Sandschüttungen und lokales Riffwachstum		
Unterdevon			Emsium	nördlicher Randbereich des Rheinischen Troges; Rheinische Fazies im Deltabereich großer Flüsse		
			Siegenium			
			Gedinnium			
Silur	418	Přidoli bis Llandovery		Verflachung des marinen Sedimentationsraums; zeitweilige Heraushebung und Abtragung		
		Ashgill				
		Caradoc bis Tremadoc				
Ordozium	485			küstenferner Meeresbereich; Kaltwassereinfluss		

*Mio. Jahre (nach Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)

		max. Mächtigkeit (m)	Gestein	tektonische Ereignisse, Magmatismus	
			künstliche Aufschüttungen, sandige, schluffig-tonige Ablagerungen in Tälern, Torf	Erdbeben, andauernde Hebung des Rheinischen Schiefergebirges	
		10	Kies, Sand, Löss, Hangschutt, Fließerde		
		100	Kies, Sand, Löss, Hangschutt, Fließerde	starke Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, Bruchtektonik	
		330	nicht nachgewiesen Sand, Kies, Ton		
		250	Sand, Reliktschotter Basalt	Bruchtektonik, Vulkanismus	
		600			
		300	Kalk-, Ton-, Sandstein, Höhlenfüllungen		
		100	Schichtlücke	tektonische Inversionsbewegungen an großen Störungen	
Verkarstung vor allem auf Massenkalk			Salzton, Gips, Dolomitstein	beginnender Zerfall von Pangäa	
zunehmende Trockenheit		5000	Tonstein, Sandstein, Kohlenflöze	variszische Gebirgsbildung	
heiß-arides Klima in unterschiedlicher Nähe zum Äquator		300	Kalkstein, Dolomitstein / Alaunschiefer, Kieselgesteine, Kalkstein	Beginn der tektonischen Einengung des Rheinischen Troges Diabas-Vulkanismus (Metabasalt)	
		800	Tonstein, Rotschiefer, Sandstein, Kalknollengesteine		
		120	Tonstein, Mergelstein, Kalkstein		
		700	Kalkstein (Massenkalk), Dolomitstein, Flinzschiefer	Diabas-Vulkanismus (Metabasalt)	Extensions-tektonik
		2700	Sandstein, Tonstein, selten Kalkstein		
		3800	Tonstein, Schluffstein, Sandstein, Kalkstein	Keratophyr-Vulkanismus	Extensions-tektonik
		50	Kalkstein und schwarzer Tonstein		
			Schichtlücke	kaledonische Gebirgsbildung?	
			schwarzer Ton- und Schluffstein		
			nicht aufgeschlossen		
				Öffnung des Atlantiks	
				Alpidische Ära	
				Variszische Ära	
				Norddrift der Avalonia-Platte	
				Kaledonische Ära	

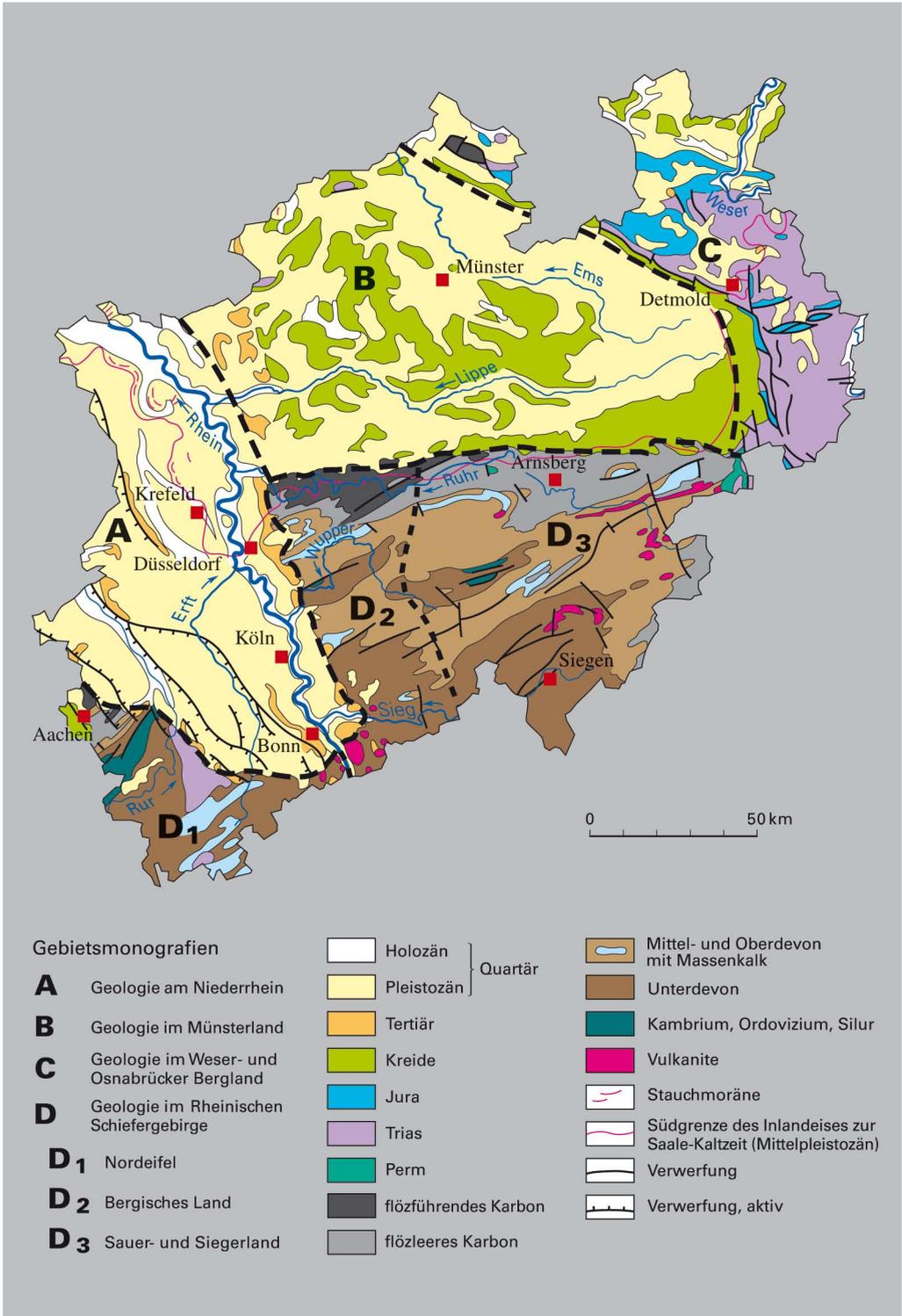


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen mit den bisher erschienenen Gebietsmonografien sowie den Teilbereichen der 3-teiligen Monografie des Rheinischen Schiefergebirges

und morphologisch haben beide Gebiete sehr viele Gemeinsamkeiten.

Sauer- und Siegerland sind mit ihren vielgestaltigen Höhenzügen und sanften, zuweilen aber auch schroff eingeschnittenen Tälern typisch für ein deutsches Mittelgebirge. Landwirtschaftlich genutzte Wiesen und Weiden sind in der Regel den Talniederungen und den talnahen, flachen Hängen vorbehalten; ausgedehnte Wälder findet man bevorzugt auf den Kammlagen und an Steilhängen. Vom Abwechslungsreichtum dieser Landschaft geht ein besonderer Reiz aus, der Erholungsuchende in seinen Bann zieht.

Wer die Mannigfaltigkeit dieses Mittelgebirges ergründen will, muss seine Entstehung und seinen Werdegang kennen, denn diese bestimmen wesentlich die Gliederung in Senken und Höhenzüge. Die den Untergrund aufbauenden Gesteine waren neben dem Klima die maßgebenden Faktoren bei der Ausformung der Landschaft.

Im Unterschied zur Menschheitsgeschichte unterliegt die erdgeschichtliche Vergangenheit einem Zeitmaßstab, der sich nach Jahrtausenden bemisst. Rückschlüsse auf vergangene Zeiten sind nur dann möglich, wenn es überlieferte „Zeugen“ gibt. Dies sind vor allem die Gesteine mit den in ihnen eingebetteten Versteinerungen von Tieren und Pflanzen, die wertvolle Hinweise auf die Verhältnisse und die Lebewelt während ihrer Ablagerungszeit liefern.

Das Hauptaugenmerk der Gebietsmonografien liegt daher auf der Beschreibung der Gesteine und ihrer Entstehungsgeschichte. Dazu zählen insbesondere die zum Zeitpunkt ihrer Bildung herrschenden Klima- und Ablagerungsbedingungen sowie die Veränderungen, denen die Gesteine im Laufe der Erdgeschichte unterworfen waren. Andere Aspekte, wie die Nutzung

des Naturraumes durch den Menschen, werden in gesonderten Kapiteln beleuchtet. Es soll verdeutlicht werden, wie der geologische Untergrund auch Einfluss auf die wirtschaftliche Entwicklung dieser Region nahm. Die Entstehung, Verbreitung und Verwendung der natürlichen Ressourcen, wie Rohstoffe, Grund- und Oberflächenwässer, sowie der Böden werden erläutert.

Abschließend laden die Beschreibungen erdgeschichtlicher Denkmäler sowie geologisch sehenswerter Objekte und Wanderrouten den Leser ein, sich selbst auf die Spuren der Entwicklungsgeschichte dieser reizvollen Landschaft zu begeben.

Weiterführende Informationen und eine umfangreiche Literatursammlung finden sich am Ende des Bandes. Sie ermöglichen dem interessierten Leser einen Einstieg in spezielle geowissenschaftliche Themen. Dazu zählen auch die Hinweise auf die Geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:100 000 und 1:25 000 (s. Übersicht Innenumschlag hinten), die, mit entsprechenden Erläuterungsheften, für viele Bereiche dieses Naturraumes verfügbar sind.

Die Autoren waren bemüht, Fachausdrücke weitgehend zu vermeiden beziehungsweise direkt zu erklären. In den Fällen, in denen eine Umschreibung nicht möglich war, hilft ein Glossar mit den wichtigsten geologischen Begriffen weiter.

Klima, Vegetation und Geographie

Sauer- und Siegerland bilden zusammen mit dem Wittgensteiner Land das Zentrum des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Dabei nimmt das Sauerland den flächenmäßig größten Teil im Norden und Osten ein. Das Siegerland bildet den Südostzipfel Nordrhein-Westfalens und markiert die Südgrenze der ehemaligen preußischen Provinz Westfalen. Heute ge-

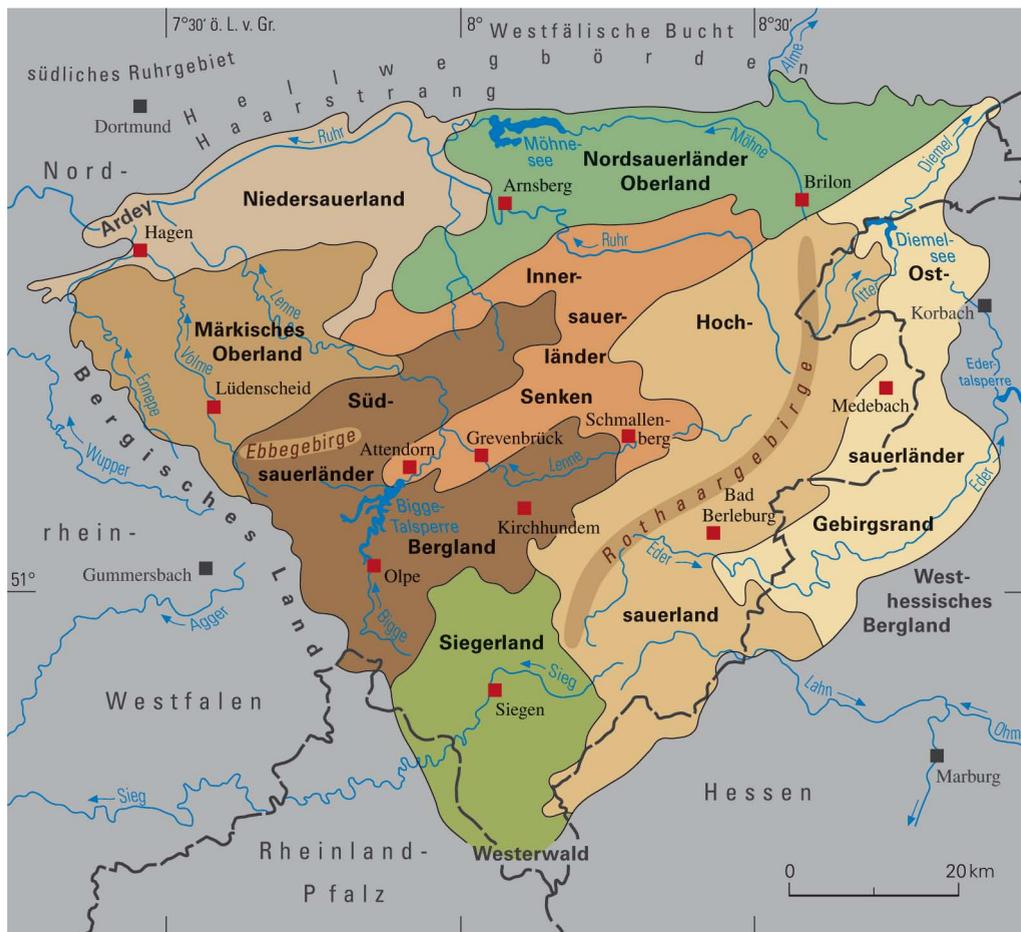


Abb. 2: Naturräumliche Gliederung des Sauerlandes, Siegerlandes und Wittgensteiner Landes (nach BECKER 1989)

hört es, gemeinsam mit dem Wittgensteiner Land, größtenteils zum Kreis Siegen-Wittgenstein. Verwaltungsmäßig gehören die drei Teilbereiche zum Regierungsbezirk Arnsberg. Die begriffliche Sonderstellung des Wittgensteiner Landes, das naturräumlich teils zum Sauerland, teils zum Siegerland gehört, geht auf seine historische Territorialverteilung zurück. Die naturräumliche Gliederung des Gesamttraumes zeigt Abbildung 2.

Der markanteste Gebirgszug des rechtsrheinischen Schiefergebirges ist das Rothaargebirge, das sich leicht s-förmig in Nord-Süd-Richtung im östlichen Betrachtungsraum erstreckt.

Aus geographischer Sicht ist das Siegerland eine große, annähernd schüsselförmige Mulde innerhalb der Gebirgslandschaft, die dem Südwestrand des Rothaargebirges vorgelagert ist.

Im Norden und Nordwesten grenzt das Siegerland an das Sauerland. Hier bildet die Wasserscheide zwischen Ferndorfer Bach (Einzugsgebiet der Sieg) und Lenne (Einzugsgebiet der Ruhr) eine natürliche Trennlinie. Nach Westen hin geht das Siegerland in das Bergische Land über. Nach Süden bildet der Westerwald und im Osten das Rothaargebirge die naturräumliche Grenze.

Die Erosionskraft der oberen Sieg und ihrer zahlreichen Zuflüsse prägte die Oberflächengestalt der Landschaft um Siegen, die als riesige Quellmulde der Sieg angesehen werden kann. Hier sammeln sich zahlreiche Gewässer aus dem Hohen Westerwald, dem Rothaargebirge und dem Südsauerländer Bergland und entwässern nahezu das gesamte Siegerland nach Westen zum Rhein. Die vielen Zuflüsse der Sieg haben eine engräumig zertalte Landschaft geschaffen, die durch zahlreiche mehr oder weniger ausgeprägte Höhenrücken und Umlaufberge – Geländehöhen in einer Flussschlinge – gekennzeichnet ist.

Das zentrale, 350 – 400 m ü. NHN gelegene Siegerland weist in Abhängigkeit von der morphologischen Position auf engem Raum unterschiedliche klimatische Verhältnisse auf: Während der Talkessel um Siegen aufgrund seiner geschützten Lage mit Jahresniederschlägen von unter 900 mm klimatisch begünstigt ist, herrscht im südlichen Teil mit charakteristisch hohen Niederschlägen von über 1000 mm im Jahr und kühlen Wintern (Januartemperaturen um 0 °C) schon das feuchtkühle Hochsauerlandklima.

In den höher gelegenen Gebieten entwickelte sich ursprünglich über den klastischen Gesteinen des Devons ein Buchen-Eichenmischwald, der bereits ab dem frühen Mittelalter gerodet wurde. In den wasserreichen, häufig sumpfigen Tälern wuchsen ursprünglich meist Erlen und Weiden.

Die Landschaft um Siegen ist durch den etwa 2500 Jahre alten Eisenerz-Abbau nachhaltig überprägt worden. Heute noch sind die für die Gegend charakteristischen Hauberge anzutreffen, auch wenn sie nicht mehr traditionell bewirtschaftet werden. Früher nutzte man ihr Holz zur Herstellung von Holzkohle, um unter anderem die vielen Eisenhütten mit Brennstoff zu versorgen. Zahlreiche Reste von Kohlenmeilern zeugen bis heute von dieser Form der Waldbewirtschaftung.

Das Sauerland ist morphologisch stärker gegliedert als das Siegerland. Der Begriff „Sauer-

land“ ist seit dem späten 13. Jahrhundert überliefert und kann mit „südliches Land“ (suder = altsächsisch: nach Süden hin) übersetzt werden. Lange Zeit war deshalb auch der Begriff „Süderbergland“ für das gesamte rechtsrheinische Schiefergebirge nördlich des Westerwaldes gebräuchlich. Das Territorium umfasste im späten Mittelalter das Herzogtum Westfalen, die Grafschaft Mark und Randgebiete hessischen Fürstenbesitzes. Das Sauerland hat zum Bergischen Land, dem ehemaligen Herzogtum Berg, eine historisch bedingte Westgrenze.

Ende des 19. Jahrhunderts gewann die eher rückständige gebirgige Gegend über die Erschließung durch die Eisenbahnen Anschluss an das florierende Industriezentrum des Ruhrgebietes. Bestrebungen, die Eisenerz-Bergwerke des Siegerlandes mit dem damals aufstrebenden Ruhrgebiet zu verbinden, gehen bereits auf das Jahr 1835 zurück, als eine Pferdeisenbahn von Siegen ins Ruhrgebiet eingerichtet wurde. Seit 1861 besteht eine Bahnverbindung zwischen Hagen und Siegen, die aufgrund des hohen Güterverkehrsaufkommens bereits sieben Jahre nach Inbetriebnahme zwischen den beiden Industriegebieten zweigleisig ausgebaut wurde.

Der Naturraum des Sauerlandes lässt sich anhand der Oberflächenmorphologie in einzelne Landschaftsteile untergliedern, die bestimmte charakteristische Merkmale in Bezug auf die unterlagernden Gesteine, die Ausgestaltung der Geländeformen, die Bodenausbildung und die Vegetation haben (s. Abb. 2). Auch die Niederschlagsverteilung ist im Sauerland aufgrund der unterschiedlichen Höhenlagen sehr variabel. Während im Hochsauerland jährliche Niederschlagsmengen von über 1100 mm charakteristisch sind, gibt es auch Gegenden mit weniger als 800 mm Jahresniederschlag.

Den zentralen Teil des westlichen Sauerlandes bildet das Südsauerländer Bergland, das durch einen Ausläufer der Innersauerländer Senken zweigeteilt ist. Die Morphologie zeichnet hier in hohem Maße den Gebirgsbau wieder. Das prägende Landschaftselement ist das

Ebbegebirge, in dessen Kernbereich die ältesten Gesteine des rechtsrheinischen Schiefergebirges zutage treten. Gekennzeichnet ist dieser Naturraum durch jährliche Niederschläge von 950 – 1300 mm. Aufgrund der klimatischen Exposition war hier ursprünglich ein artenarmer Buchenmischwald verbreitet, der im 19. und 20. Jahrhundert vielfach Fichtenforsten gewichen ist. Die Fichten-Monokulturen sind nach den Sturmschäden in den Jahren 1990 und 2007 mancherorts schon durch Mischwaldkulturen ersetzt worden.

Aufgrund der geringen Durchlässigkeit der im Untergrund anstehenden Gesteine und der hohen Niederschlagsmengen sind im Südsauerländer Bergland und im nordwestlich daran anschließenden Märkischen Oberland zahlreiche Stauseen errichtet worden, die die Versorgung der umliegenden Gebiete mit Trinkwasser sichern und gleichzeitig einen wichtigen Beitrag zum Hochwasserschutz leisten.

Die nördlichsten Landschaftseinheiten des Sauerlandes sind das Niedersauerland im Westen und das Nordsauerländer Oberland im Osten. Im äußersten Nordwesten bildet der Ardey – auch Ardey-Gebirge genannt – als Teil des Niederbergisch-Märkischen Hügellandes gemeinsam mit dem Haarstrang den Übergang zur Westfälischen Bucht. Der geologische Untergrund des noch zum Süderbergland gehörenden Ardeys wird aus oberkarbonischen Sand- und Tonsteinen aufgebaut. In großen Steinbrüchen wird hier der für die Region typische Ruhrsandstein abgebaut. Aufgrund des Ausstreichens der Kohlenflöze an der Oberfläche finden sich hier zahlreiche Zeugen des historischen Steinkohlen-Bergbaus.

Die hauptsächlich mit Buchenwäldern bewachsenen Höhenrücken des Ardeygebirges sind durch zahlreiche Kerbtäler kleiner Bäche – Siepen genannt – kleinräumig gegliedert.

Das Niedersauerland erstreckt sich von Hagen bis Arnsberg. Es ist morphologisch stark gegliedert und durch Höhenlagen zwischen 100 und 300 m ü. NHN gekennzeichnet. Im Ver-

gleich zum Hochsauerland fällt dort mit 700 bis 900 mm/Jahr nur mäßig Niederschlag. Die Entwässerung dieses Raumes erfolgt hauptsächlich über die Flüsse Ruhr, Lenne, Volme, Hönne und Röhre. Der Untergrund wird im Norden durch klastische Gesteine (Tonsteine und Sandsteine) des Oberdevons und Karbons aufgebaut, während in den zentralen und südlichen Teilen neben diesen auch Kalksteine des Mittel- und Oberdevons anzutreffen sind.

Außer in den Kalkstein-Verbreitungsgebieten herrschen im Niedersauerland natürlicherweise Eichen-Hainbuchenwälder vor, die regional stark durch Nadelwald-Aufforstungen zurückgedrängt wurden. In den Kalksteingebieten dominieren Buchenwälder, Grünland und an exponierten Standorten Kalkmagerrasen. Diese Gebiete sind, wie die anderen großen Massenkalkgebiete von Attendorn, Warstein und Brilon, durch zahlreiche abflussarme bis abflusslose Senken, schroffe Kalksteinklippen, Höhlen, Ponore (Schlucklöcher) und vor allem durch Dolinen gekennzeichnet (s. Kap. Verkarstung).

Von Arnsberg im Westen bis zum Diemelgebiet bei Marsberg im Osten erstreckt sich das Nordsauerländer Oberland, dessen Untergrund überwiegend aus klastischen Gesteinen des Oberkarbons, insbesondere Wechsellagerungen von Ton-, Schluff- und Sandsteinen, gebildet wird. In der Umgebung von Warstein und Brilon wird die ansonsten monotone Schichtenfolge durch mittel- bis oberdevonische Riffkalksteine unterbrochen, die sich auch im Landschaftsbild gut von den übrigen walddreichen Gebieten des Nordsauerländer Oberlandes abgrenzen lassen. Zahlreiche Bäche versinken hier aufgrund der Verkarstung in Ponoren im Untergrund. Die jährlichen Niederschlagsmengen sind generell abhängig von den Geländehöhen und steigen von 850 mm am Nordrand bis über 1000 mm im Raum Brilon – Olsberg an. Die Entwässerung erfolgt über die Hauptflüsse Alme, Möhne und Ruhr. Ursprünglich waren – bedingt durch die zur Versauerung neigenden flach- bis mittelgründigen Schiefer- und Sandsteinböden – in diesem Gebiet bevorzugt

Eichen- und Buchenwälder verbreitet. Auch sie wurden meist durch aufgeforstete Fichtenbestände verdrängt, die in jüngerer Zeit zunehmend durch Mischwald ersetzt werden.

Die östliche Grenze des Sauerlandes zur Hessischen Senke mit ihren jüngeren Ablagerungen bildet der Ostsauerländer Gebirgsrand, der sich vom Diemelgebiet bei Marsberg im Norden bis zu Eder und Lahn im Süden erstreckt. Sein charakteristisches Merkmal ist die nach Osten gerichtete Abflachung des Mittelgebirges und die durch die Gesteinsausbildung bedingte Zergliederung des Gebirgsrandes in zahlreiche Buchten. Härtere Gesteinsfolgen (z. B. unterkarbonische Kieselschiefer) bilden oft Sporne, die zum Teil weit in die Hessische Senke hineinreichen, während weichere Gesteine, die der Abtragung weniger Widerstand entgegengesetzt haben, erodiert wurden und so weite Buchten wie die Korbacher, Marsberger oder Adorfer Bucht formten.

Die paläozoischen Gesteine des Ostsauerländer Gebirgsrandes sind häufig in den obersten Bereichen gebleicht beziehungsweise durch eine blasse Rotfärbung gekennzeichnet, was auf intensive Verwitterungsprozesse nach der Gebirgsbildung im Oberkarbon und Perm zurückzuführen ist. Der Ostsauerländer Gebirgsrand liegt im Windschatten des Rothaargebirges und ist durch jährliche Niederschlagsmengen von lediglich rund 650 mm gekennzeichnet. Das Gebiet entwässert, dem Gefälle entsprechend, über Diemel, Eder und Hoppecke nach Osten in die Weser.

Die natürliche Vegetation ist ein artenarmer Hainsimsen-Buchenwald, der an tiefer gelegenen Standorten von einem anspruchsvolleren Eichen-Buchenwald abgelöst wird. Vielfach wurde auch in dieser Region durch Aufforstung und Rodung in die natürliche Vegetation eingegriffen. Kleinere, meist wenig produktive Ackerflächen im Gebirge werden auch heute noch als Hutung (Waldweide) bewirtschaftet.

Im Osten erstreckt sich mit dem leicht s-förmig gebogenen Rothaargebirge das „Rückgrat“

des Betrachtungsraums. Naturräumlich gehört es zum Hochsauerland. Hier liegen mit dem Ederkopf (+676 m NHN) im Süden sowie dem Kahlen Asten (+841 m NHN) und dem Langenberg (+843 m NHN) im Norden einige der höchsten Erhebungen des rechtsrheinischen Schiefergebirges.

Das Rothaargebirge bildet die Wasserscheide zwischen Rhein und Weser und ist das Quellgebiet zahlreicher Flüsse wie Dill, Lahn, Eder, Sieg, Lenne, Diemel und Ruhr. Der schmale, weit herausgehobene Höhenrücken ist durch hohe Niederschläge von 1000 – 1400 mm im Jahr gekennzeichnet. Mit Jahresmitteltemperaturen von 3 – 4 °C gehören seine Höhen zu den feuchtkühlsten Regionen Deutschlands. Der Rothaarkamm bildet eine Grenze zwischen dem stark maritim geprägten Klima Nordwestdeutschlands und dem kontinentaleren Klima Südwest- und Mitteldeutschlands.

Die nährstoffarmen Böden des Hochsauerlandes waren ursprünglich mit artenarmen Buchenwäldern bewachsen. Nach großen Rodungsperioden im späten Mittelalter und zahlreichen Aufforstungen sind heute auch die höchsten Lagen des Rothaargebirges Standort meist monotoner Fichtenwälder. In einigen geschützten Lagen konnten sich allerdings artenreiche Schluchtwälder mit Bergahorn, Stieleiche, Hasel, Esche, Ulme und Erle erhalten. In Höhenlagen über +800 m NHN findet man zum Teil künstlich freigehaltene Hochheiden mit einer subarktischen, hochmontanen Tundrenflora aus Alpenbärlapp, Rentierflechten und Islandmoos. Landwirtschaftliche Flächen sind aufgrund des rauen Klimas untergeordnet verbreitet und werden meist als Weideflächen oder für den Grünfutteranbau genutzt.

Die Landschaft der Innersauerländer Senken vermittelt zwischen dem Rothaargebirge im Süden und dem nördlichen Sauerland. Die markanteste Höhengschwelle im Bereich der Innersauerländer Senken ist mit bis zu +560 m NHN der Kobbenroder Riegel, der die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten von Lenne und Ruhr bildet. Über 1000 mm Nieder-

schlag im Jahr und relativ geringe Jahresmitteltemperaturen begünstigen die natürliche Ausbildung eines vergleichsweise artenarmen Buchenwaldes, der heute teilweise durch Fichtenanpflanzungen verdrängt wird.

Der Kobbenroder Riegel wird durch die beiden Muldenzüge von Attendorn – Elspe und Eslohe – Reiste begrenzt. In klimatisch geschützter Lage konnte sich auf den basenreichen, flach- bis mittelgründig entwickelten Böden der Senken-

gebiete eine artenreiche Buchenwaldvegetation entwickeln, teilweise mit Resten der früher weitverbreiteten ginsterreichen Bergheidenschaft. Aufforstungen und Rodungen haben auch hier das natürliche Bild deutlich überprägt. Ehemals gerodete Flächen wurden häufig monoton aufgeforstet oder als Grünland genutzt. Der Untergrund wird hier durch mitteldevonische bis unterkarbonische, häufig karbonatreiche Gesteine gebildet.

Geologische Entwicklung und tektonischer Bau

Geologische und geotektonische Grundlagen

Béatrice Oesterreich

Die Naturwissenschaft Geologie beschäftigt sich mit der Entwicklungsgeschichte der Erde und deren Gesteinen. Letztere sind das wichtigste Untersuchungsobjekt für den Geologen. Ihre mineralogische Zusammensetzung, Lagerungsverhältnisse und Strukturen geben wertvolle Hinweise auf die Entstehungsbedingungen während ihrer Ablagerung und Verfestigung. Aus unzähligen Beobachtungen an den Gesteinen eines heutigen Naturraums kann ein Ablagerungsraum in der Erdvergangenheit rekonstruiert werden. Die Überreste häufig längst ausgestorbener Tiere und Pflanzen in den Gesteinen – die Fossilien – helfen, eine Aussage über die damalige Lebewelt zu machen. Die Evolution der Fossilien liefert dabei einen Zeitmaßstab für die Entwicklungsgeschichte der Erde und des Lebens.

Menschen befassen sich bereits seit der Antike mit der Entstehungsgeschichte der Erde. Im Mittelpunkt des Interesses standen damals Fragen nach den Ursachen von Naturkatastrophen wie Erdbeben und Vulkanausbrüche oder die Suche nach Rohstoffen wie Eisen, Kupfer und Salz. Nach einer langen Zeit der Stagnation erwachte dann erst zu Beginn der Renaissance wieder verstärkt das Interesse am Aufbau und an der Zusammensetzung der Erde. Maßgeblich gefördert wurden die Forschungen zunächst durch Alchemisten auf der Suche nach einem Verfahren zur Herstellung von Gold. Später befassten sich auch humanistische Gelehrte mit geologischen Fragestellungen, darunter PARACELSUS (1493 – 1541) und vor allem der Freiburger Universalgelehrte GEORGIUS AGRICOLA (1494 – 1555), der mit zahlreichen Abhandlungen

die Geowissenschaften als die Wissenschaften von der Entstehung der Erde, ihrer Gesteine und Metalle begründete.

In der Mitte des 17. Jahrhunderts entdeckte der dänische Naturforscher NICOLAUS STENO (1638 bis 1686) eines der wichtigsten Grundprinzipien der Geologie: das stratigraphische Grundgesetz. Dieses besagt, dass die Gesteine, die in einer Gesteinsabfolge unten liegen, zuerst abgelagert wurden und demzufolge auch die ältesten sind. STENO erkannte auch, dass die zahlreich gefundenen Versteinerungen keine „Laune der Natur“, sondern Überreste früherer Organismen waren. Ende des 18. Jahrhunderts machte der englische Geologe WILLIAM SMITH (1769 – 1839) die Entdeckung, dass bestimmte Fossilien an immer die gleichen Gesteinschichten gebunden waren. So konnte er Gesteine aufgrund ähnlicher Fossilinhalte über größere Entfernungen korrelieren und sie der gleichen Altersstufe zuordnen.

Während des Zeitalters der Aufklärung wuchs in vielen europäischen Ländern das Interesse an naturwissenschaftlichen Zusammenhängen. Zahlreiche Geologen – aber auch Literaten wie beispielsweise JOHANN WOLFGANG VON GOETHE – beschäftigten sich mit geologischen Fragestellungen. Grundlegende Methoden zur geologischen Kartierung und Stratigraphie wurden in dieser Zeit entwickelt.

Ende des 18. Jahrhunderts entbrannte zwischen den Naturwissenschaftlern und Forschern ein heftiger Streit um die Entstehung der Gesteine. Während die Anhänger des sogenannten „Neptunismus“ unter ABRAHAM GOTTLIB WERNER (1749 – 1817) davon ausgingen, dass alle Gesteine in einem durch die Sintflut entstandenen Ozean in der Reihenfolge magmatisch → metamorph € sedimentär nacheinander abgelagert wurden, vertraten die Anhänger des „Pluto-

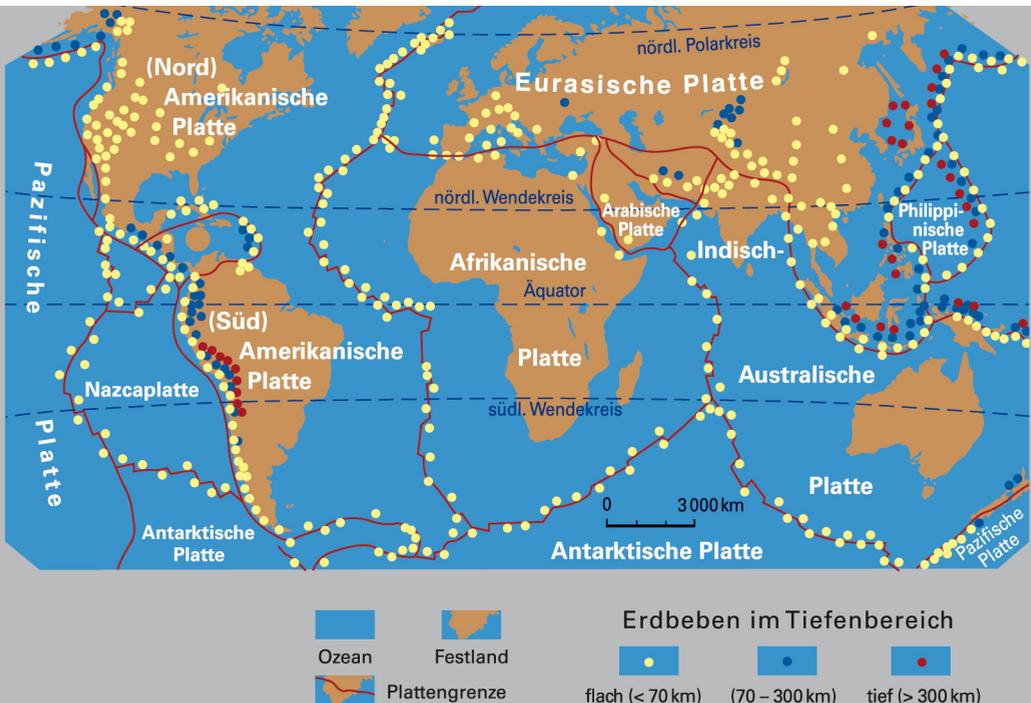
nismus“ unter JAMES HUTTON (1726 – 1797) die Ansicht, dass alle Gesteine vulkanischen Ursprungs seien und dass von einem erdinneren „Zentralfeuer“ die wichtigsten Gestaltungsprozesse in der Erde ausgingen.

Mitte des 19. Jahrhunderts beherrschte eine neue Kontroverse die wissenschaftliche Diskussion. Während „Katastrophisten“ unter GEORGES DE CUVIER (1769 – 1832) postulierten, dass die Erdgeschichte eine Aufeinanderfolge von großen Naturkatastrophen verbunden mit Ausrottung und Neuschöpfung darstellt, gingen die „Aktualisten“ von einer langsamen und stetigen Entwicklung der Erde und ihrer Lebewesen aus. CHARLES DARWIN (1809 – 1882) legte diese Überlegung seiner Evolutionstheorie zugrunde. Mit dem Aktualismusprinzip entwickelte CHARLES LYELL (1797 – 1875) eine der wichtigsten Grundtheorien der Geologie, die besagt, dass die entscheidenden Prozesse, die heute zur Bildung von Gesteinen und ihren Strukturen

führen, so auch in der Erdvergangenheit stattgefunden haben.

Ende des 19. Jahrhunderts wandten sich die Geologen dann der Frage zu, wie es wohl zur Entstehung der großen Gebirgszüge kam. Bis ins 20. Jahrhundert vertraten sie die Auffassung, dass die Bildung von Gebirgen das Ergebnis der Erdabkühlung und der damit verbundenen Schrumpfung der Erdkruste sei. Die Wissenschaftler, die die sogenannte „Fixismus-Theorie“ unterstützten, gingen von der Annahme aus, dass die Lage der Kontinente und der Ozeane weitgehend unveränderlich wäre. Der deutsche Wissenschaftler ALFRED WEGENER (1880 – 1930) stellte nach 1915 die Theorie auf, dass sich die Position der Kontinente und Ozeane im Laufe der Erdgeschichte deutlich verschoben habe. Als offensichtlichstes Argument wurden die Küstenlinien von Westafrika und Südamerika angeführt, die fast wie Puzzle-Teilen zusammenpassen. WEGENER hatte zu Be-

Abb. 3: Plattentektonik im heutigen Erdbild



ginn des 20. Jahrhunderts nur wenige Beweise für seine richtungweisende Theorie – zum Beispiel Fernmeldekabel zwischen Amerika und Europa, die immer wieder in der gleichen Region beschädigt wurden und rissen. Heute weiß man, dass die Kabel im Bereich des Mittelozeanischen Rückens, einer auseinanderstrebenden Plattengrenze, zerstört wurden. Es sollte jedoch noch bis Mitte des 20. Jahrhunderts dauern, bis man durch moderner geophysikalische Verfahren und die Ozeankartographie ALFRED WEGENERS Theorie von der Verschiebung der Kontinente beweisen konnte und den Prozess der Plattentektonik allgemein anerkannte.

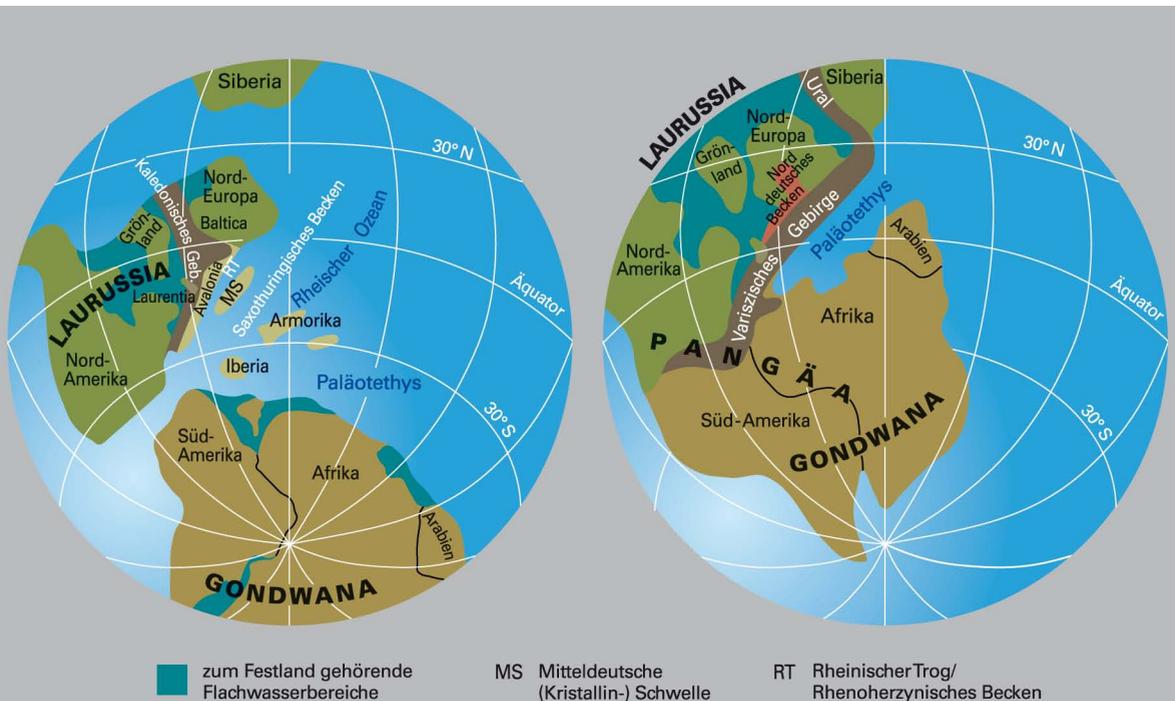
WEGENERS Theorie besagt, dass sich kontinentale und ozeanische Lithosphärenplatten bewegen – angetrieben durch riesige Konvektionsströme im Erdinneren. An den Plattengrenzen finden die meisten vulkanischen und gebirgsbildenden Prozesse statt, die mit Erdbeben und Vulkanausbrüchen einhergehen (Abb. 3).

Diese Plattenbewegungen sind der Grund dafür, dass sich Mitteleuropa im Laufe der Erdgeschichte in unterschiedlichen Positionen zum magnetischen Nordpol sowie in unterschiedlichen Klimazonen befunden hat und sich dementsprechend auch die Ablagerungsräume änderten. Die plattentektonische Entwicklung im Paläozoikum ist in Abbildung 4 dargestellt.

Strukturelle Entwicklung Volker Wrede

Die geologische Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges ist geprägt durch einen mehrfachen Wechsel zwischen Zeiten der Bildung von Sedimentbecken, in denen mächtige Gesteinspakete abgelagert wurden, und Zeiten der Gebirgsbildung, in denen die zuvor abgelagerten Schichten herausgehoben und teilweise

Abb. 4: Plattentektonische Entwicklung des Variszischen Gebirges (stark vereinfacht)
a) Situation im Devon bis Unterkarbon vor und b) Ende des Oberkarbons nach der variszischen Orogenese (verändert nach ECKELMANN et al. 2013)



wieder abgetragen wurden. Gesteuert werden solche Prozesse von plattentektonischen Vorgängen, bei denen sich die auf dem Erdmantel driftenden Kontinentalplatten entweder voneinander entfernen und Raum für Ozeane und Sedimentbecken schaffen, oder gegeneinanderstoßen und so die Schichten der dazwischenliegenden Becken auffalten oder überfahren. Bei der Kollision werden die Kontinentalplatten zu größeren Einheiten zusammengeschweißt, beim Auseinanderdriften kommt es häufig zum Zerbrechen der Kontinente in einzelne kleinere Schollen, die sich dann eigenständig entwickeln (s. Abb. 4).

Am Anfang der für das Rheinische Schiefergebirge maßgeblichen tektonischen Geschichte stand im Oberordovizium und vor allem im Silur die Kollision des Kleinkontinents Avalonia mit der nördlich gelegenen Kontinentalplatte von Laurentia. Dadurch wurde im heutigen Nordeuropa das Kaledonische Gebirge aufgefaltet, dessen Ausläufer auch noch im Brabanter Massiv – im Untergrund von Belgien –, in den Ardennen und in der nördlichen Eifel (Hohes Venn) erkennbar sind. Das Gebiet des heutigen rechtsrheinischen Schiefergebirges, das im Bereich von Avalonia lag, war von dieser Gebirgsbildung nicht mehr unmittelbar betroffen. Im Laufe der Zeit wurde das Kaledonische Gebirge wieder abgetragen. Die daraus entstandene Rumpflandschaft nördlich des heutigen Rheinischen Schiefergebirges wird als Laurussia oder Old-Red-Kontinent bezeichnet.

Nach der Auffaltung des Kaledonischen Gebirges im höheren Silur entwickelte sich während des Devons durch Krustendehnung im Südteil von Avalonia – südlich des Old-Red-Kontinents – ein neuer Meeresbereich, das Rhenoherynische Becken mit dem Rheinischen Trog als Randbecken (s. Abb. 4). Nach Süden zu wurde dieses durch die Mitteldeutsche (Kristallin-) Schwelle vom Saxothuringischen Becken getrennt, dem Randbereich des sehr viel größeren Rheischen Ozeans, der den Old-Red-Kontinent vom weit im Süden gelegenen Gondwana-Kontinent trennte.

Die unter- und mitteldevonzeitlichen Ablagerungen des Rhenoherynischen Beckens, des sogenannten Rhenoherynikums, dokumentieren die Sedimentationsräume am Südrand des Old-Red-Kontinents. Es sind die Gebiete festländischer Ablagerungen im Norden, Flachmeeresbereiche mit Deltas, des Schelfs – auf dem zum Teil Riffe wuchsen –, bis hin zum durch Schwellen gegliederten offenen Meer im Süden und Südosten. Die Entwicklung des Rhenoherynischen Beckens fand ihren Höhepunkt im Unterkarbon, als es sich als sogenanntes Kulm-Becken am stärksten eingetieft hatte.

Im Devon und Unterkarbon kam es während der Sedimentation im östlichen Rhenoherynischen Becken mehrmals zum Aufstieg vulkanischer Schmelzen. Sie sind meist untermeerisch eruptiert und als basische oder intermediäre Vulkanite in den devonischen und unterkarbonischen Schichtenfolgen eingelagert.

Die ab dem Oberdevon einsetzende Norddrift des Gondwana-Kontinents, in deren Verlauf der Rheische Ozean geschlossen wurde, löste die variszische Gebirgsbildung aus (s. Abb. 4). Entsprechend der Bewegungsrichtung des Kontinents begann die Gebirgsbildung im Süden und setzte sich nach Norden hin fort. In ihrem Spätstadium, vor etwa 327 – 307 Mio. Jahren (Grenze Viseum/Namurium bis ins höchste Westfalium), erreichte die Front der variszischen Gebirgsbildung schließlich im Norden das Rhenoherynische Becken und engte es immer mehr ein. Seine mächtige Sedimentfüllung wurde zusammengeschoben und zu einem Gebirge aufgefaltet.

Im hohen Oberkarbon, als die plattentektonischen Bewegungen zum Stillstand kamen, verblieb zwischen dem Außenrand des Gebirges, den wir heute beispielsweise im nördlichen Ruhrgebiet erkennen können, und dem Südrand des Old-Red-Kontinents, der etwa auf der Linie Pommern – Südschweden – Dänemark verläuft, nur noch das relativ schmale Norddeutsche Becken. Hier sind die devon- und karbonzeitlichen Sedimente ungefaltete und wurden, da sich das Becken bruchtektonisch be-

dingt immer weiter eintiefte, von mächtigen Sedimenten und Vulkaniten der Perm-Zeit überdeckt. Das Norddeutsche Becken blieb dann bis weit in das Erdmittelalter als bruchtektonisch aktives Senkungsgebiet und Sedimentations-schwerpunkt erhalten. Daher liegen die Ablagerungen des Karbons und Devons dort heute unter einem teilweise mehr als 7000 m mächtigen Deckgebirge.

Die Ablagerungen des Oberdevons und Unterkarbons im östlichen Rheinischen Schiefergebirge bildeten sich innerhalb des Rhenoheryznischen Beckens verhältnismäßig küstenfern. Wegen des Heranrückens der Gebirgsfront von Süden liegen dann ab dem höheren Unterkarbon und vor allem im Oberkarbon wieder küstennahe Ablagerungen vor oder solche, die sich – wie die des Ruhrkarbons – festländisch auf dem nördlichen Vorland des Variszischen Gebirges gebildet haben. Unter der Auflast der Ablagerungen sank hier die Erdkruste ein und schuf so ein Sedimentbecken, das in der Lage war, in der geologisch kurzen Zeit von rund 13 Mio. Jahren (ca. 320 – 307 Mio. J. v. h.) große Mengen des Abtragungsmaterials des Gebirges aufzunehmen. Dieses Sedimentationsbecken wird auch als Subvariszikum oder subvariszische Saumsenke bezeichnet.

Die im Zuge der variszischen Gebirgsbildung entstandenen Gesteinsfalten verlaufen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge generell von Nordosten nach Südwesten. Weiter westlich, im Gebiet der Eifel und der Ardennen, biegt diese Generalstreichrichtung nach Nordwesten um. Durch die Faltung wurde der Sedimentstapel des Rhenoheryznikums in der Richtung senkrecht zum Faltenverlauf auf etwa 60 % seiner ursprünglichen Breite eingeeengt. Dieser Faktor ergibt sich, wenn man die gefalteten Gesteinsschichten rechnerisch glättet, die Ausgangslänge bestimmt und diese mit der heutigen Breite des rechtsrheinischen Schiefergebirges vergleicht. Zu diesem Faltungsfaktor kommt noch eine schwer abschätzbare Verkürzung der Schichten an streichenden Störungen. Der Abstand von zum Beispiel Köln nach Frankfurt, der

heute ca. 150 km beträgt, war zur Zeit der Sedimentation daher größer als 250 km.

Rhenoheryznikum und Subvariszikum sind aber nur verhältnismäßig kleine, randlich gelegene Teile des komplex gebauten Variszischen Gebirges, das weite Teile Europas, Nordamerikas (der Atlantik hatte sich zu der Zeit noch nicht geöffnet) und Nordafrikas umfasste. Als Folge der weltweit wirksamen variszischen Plattenkollision entstand der Großkontinent Pangäa, der fast alle Kontinentalplatten der Erde vereinigte.

Auch im Laufe der weiteren geologischen Geschichte haben sich verschiedene großtektonische Vorgänge auf Mitteleuropa ausgewirkt und dabei ihre Spuren im Rheinischen Schiefergebirge hinterlassen. Während der Perm-Zeit war es beispielsweise im Norden die Eintiefung des neu entstandenen Norddeutschen Beckens und im Süden die beginnende Öffnung der Tethys als Vorläufer des Mittelmeeres, ausgelöst durch den Zerfall Pangäas. In der Kreide-Zeit öffnete sich dann der Atlantik. Auch die Kollision der Afrikanischen mit der Europäischen Kontinentalplatte sowie die daraus resultierende Schließung der Tethys und die Auffaltung der Alpen, vor allem während des Tertiärs, haben auf das heutige Rheinischen Schiefergebirge eine Fernwirkung ausgeübt.

Nordwestdeutschland wurde nach der variszischen Gebirgsbildung wiederholt von meist flachen Meeren überflutet, lag aber zwischenzeitlich auch trocken. Das Rheinische Schiefergebirge hob sich als Rheinische Masse meist inselartig aus diesen Meeren heraus, wobei im Detail nicht geklärt ist, wie weit die einzelnen Meeresvorstöße in das heutige Schiefergebirge hineinreichten. Die wechselnden Spannungsfelder, denen Mitteleuropa seit dem Perm ausgesetzt war, haben sich in unterschiedlichen Richtungen sowohl einengend als auch dehnend auf den Gebirgskörper ausgewirkt. Die tektonischen Bewegungen während dieser „saxonischen Gebirgsbildung“ führten im Umfeld des Rheinischen Schiefergebirges aber nicht zu einer engen Faltung, sondern nur zu weiträumigen

gen Verbiegungen und bruchhaften Verstellungen der Schichten. Im Gefolge dieser Bewegungen kam es zur Absenkung oder Hebung einzelner Gesteinsschollen oder zu Schollenkippen sowie zur Bildung von Diskordanzen, wenn die Sedimentation über zuvor schräg gestellte Schichten hinweggriff.

Über die postvariszische tektonische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges selbst ist wenig bekannt. Es fehlen Ablagerungen aus diesem Zeitraum, an denen sich der Ablauf und das Ausmaß der Gebirgsbewegungen ablesen ließen. Der Nachweis junger (mesozoischer) Vererzungen und Mineralisationen in Störungszonen des Rheinischen Schiefergebirges kann zumindest als indirekter Hinweis auf tektonische Aktivitäten zu dieser Zeit gewertet werden. Im nördlichen Vorland, dem im Subvariszikum gelegenen und teilweise von postvariszischen jüngeren Sedimenten überdeckten Ruhrkarbon, ist ein komplexes Muster aus Horst- und Grabenschollen vorhanden. Aus ihm können die tektonischen Vorgänge während der Zeit vom Rotliegend bis zum späten Mesozoikum rekonstruiert werden. Es gibt dort Beispiele für eine Inversionstektonik im Verlauf der Kreide-Zeit.

Während dieser Phasen fanden an ursprünglich als Abschiebungen angelegten Störungen auf-schiebende Vertikalbewegungen statt.

In der Tertiär-Zeit war das heutige Rheinische Schiefergebirge zunächst eine schwach gegliederte, flachwellige Hügellandschaft, die sich wohl nur wenig über ihr Umland heraushob. Im Oligozän setzte in der Niederrheinischen Bucht, westlich des Bergischen Landes, erneut eine intensive Bruchtektonik ein, die zu einer starken Absenkung des Untergrundes führte. Auch in der Hessischen Senke spielten sich im jüngeren Tertiär erhebliche bruchtektonische Vorgänge ab, die mit einem intensiven Vulkanismus verbunden waren. Diese Prozesse werden als eine Fernwirkung der alpidischen Gebirgsbildung interpretiert.

Seit dem Pliozän ist eine deutliche Hebung der Rheinischen Masse festzustellen, die bis heute anhält. Sie bewirkte eine gesteigerte Tiefenerosion der Flüsse und damit eine verstärkte Talbildung. Hierdurch wurden die alttertiären Rumpfflächen zerschnitten und in die für das heutige Landschaftsbild des Betrachtungsraumes charakteristische Kuppenlandschaft verwandelt.

Exkurs: Tektonische Bauelemente

Ehe mit der Beschreibung der einzelnen tektonischen Strukturen begonnen wird, sollen die wichtigsten Bauelemente dargestellt und erläutert werden: Vorherrschendes Bauelement im gesamten Rheinischen Schiefergebirge sind Falten (s. Abb. 5a/5b), die durch Zusammenschieben der ursprünglich horizontal abgelagerten Gesteinsschichten entstanden. Falten können jede Dimension haben – mit Spannweiten von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Kilometern. Nach ihrer Form werden Sättel mit nach oben gebogenen und Mulden mit nach unten gebogenen Schichten unterschieden. Sättel wie Mulden können spitz, rund oder annähernd eckig (kofferförmig) sein. Haben beide Faltenflanken in etwa die gleiche Neigung, spricht man von aufrechten Falten; ist eine Faltenflanke deutlich steiler als die andere, so zeigt die Falte eine Vergenz. Ist die Längsachse der Falte geneigt, so spricht man von einer abtauchenden Falte.

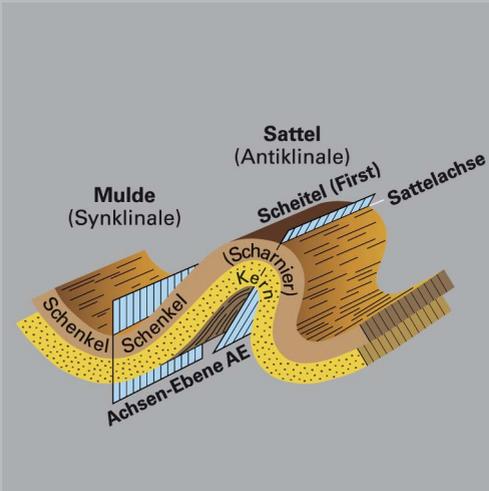


Abb. 5a: Schematische Darstellung einer geologischen Falte



Abb. 5b: Sattel- und Muldenbau in den Raumland-Schichten; Bad Berleburg

In enger Beziehung zu den Falten stehen die Auf- oder Überschiebungen. Früher wurden in der Literatur Auf- und Überschiebungen nach dem Einfallswinkel der Störungsbahn unterschieden. Bei Aufschiebungen beträgt dieser mehr als 45° , bei Überschiebungen weniger. In der Praxis ist diese Unterscheidung oft nicht anwendbar, da sich der Einfallswinkel einer Störung in ihrem Verlauf und/oder zur Tiefe hin ändern kann (Abb. 6b). Im Folgenden werden die alt eingeführten Namen der Störungen verwandt, unabhängig von ihrem Charakter.

Auf- oder Überschiebungen sind ebenfalls Folge der einengenden Beanspruchung und tragen zur Verkürzung der Schichtlängen bei, indem an ihren Bewegungsbahnen Gesteinspakete übereinandergeschoben werden (s. Abb. 6a/6b). Auch hier treten alle Dimensionen auf: Es gibt Überschiebungen im Mikrobereich, aber auch solche mit kilometerweiten Verwürfen. Wenn die Aufschlussverhältnisse es erlauben, lassen sich sehr enge geometrische und mechanische Bezie-

Abb. 6a: Schematische Darstellung einer Aufschiebung

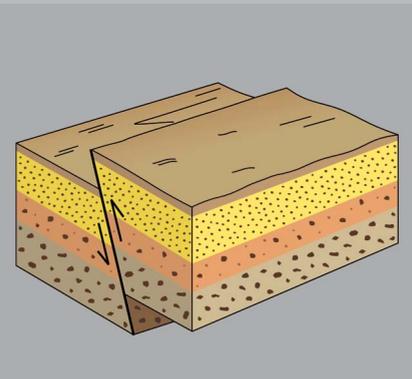


Abb. 6b: Gebogene Aufschiebung in den Schichten der Bromberg-Formation; Medebach-Düdinghausen



hungen zwischen Überschiebungen und dem umgebenden Faltenbau nachweisen, wobei die Störungsflächen häufig gebogen sind und in bestimmten Winkeln zu den gefalteten Schichten auftreten.

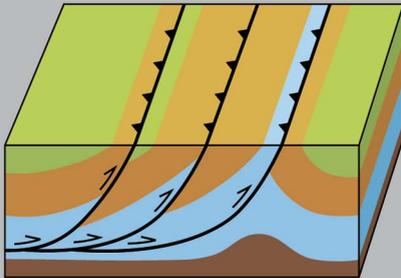


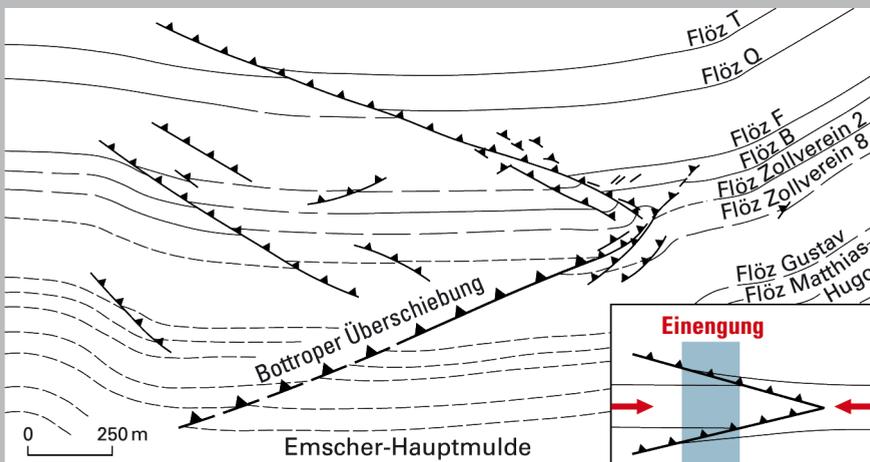
Abb. 7: Schematische Darstellung eines Schuppensattels

Verlaufen mehrere Überschiebungen mit gleichgerichtetem Bewegungssinn parallel, so werden die dazwischenliegenden Gebirgsschollen dachziegel- beziehungsweise schuppenartig übereinandergeschoben. In diesem Fall spricht man von einem Schuppenbau (Abb. 7).

Er bewirkt wegen der Mehrfachlagerung der Schichten nicht nur eine Verkürzung des Gebirgskörpers, sondern wegen des jeweils gleichgerichteten Bewegungssinns auch einen Materialtransport in Richtung der Überschiebungen, bis hin zur Abscherung der oben liegenden Schichten vom Grundgebirgssockel.

Systeme von Überschiebungen mit entgegengesetztem Bewegungssinn, sogenannte Fischschwanz-Strukturen (Abb. 8), bewirken zwar ebenfalls eine Verkürzung und Verdickung des Gebirgskörpers, es kommt dabei aber nicht zu einem gerichteten Materialtransport und einer Abscherung.

Abb. 8: Großtektonische Fischschwanz-Struktur; Emscher-Hauptmulde, Ruhrkarbon (DROZDZEWSKI & WREDE 1994)



Weit verbreitet im Rheinischen Schiefergebirge ist die Schieferung (Abb. 9). Es handelt sich hierbei um ein Gefüge von parallelen Trennflächen im Gestein, das sich während der Faltung senk-

recht zum vorherrschenden Gebirgsdruck gebildet hat. Für das Entstehen der Schieferung ist es günstig, wenn dünnplattige Mineralkörner – sogenannte Schichtsilikate – im Gestein vorhanden sind, wie zum Beispiel Glimmer, Tonminerale oder der bei der Diagenese gebildete Chlorit. Im unbeeinflussten Sediment liegen diese Mineralkörner meist horizontal in der Ebene der Schichtung. Wird ein solches Gestein einem hohen seitlichen Druck ausgesetzt, regeln sich die Mineralplättchen senkrecht zur Druckrichtung neu ein. Dabei spielen Lösungs- und Rekristallisationsvorgänge eine wichtige Rolle. Das Gestein bekommt schließlich ein neues Gefüge, das die ursprüngliche Schichtung überprägt. Besonders deutlich ist die Schieferung in Tonsteinen, die sich dann entlang der Schieferungsflächen in dünne Platten spalten lassen. Bei günstigen Materialeigenschaften können diese beispielsweise als Dachschiefer Verwendung finden.

Abb. 9: Intensiv geschieferte Tonsteine der Oberen Nehden-Schichten. Die Schieferung ist steiler geneigt und enger als die Schichtung. Aufschluss an der B 236 kurz vor dem Abzweig nach Hallenberg-Liesen



Abschiebungen (Abb. 10a/10b) sind Störungen, die durch Dehnungsvorgänge in der Erdkruste entstehen. An der meist steil geneigten Störungsfläche wird eine Scholle relativ zur benachbarten abwärts bewegt. Durch die Kombination mehrerer Abschiebungen kommt es zu Staffelbrüchen beziehungsweise zu Horst- und Grabenstrukturen. Werden an Störungsflächen die Gebirgsschollen horizontal gegeneinander bewegt, bezeichnet man diese Störungen als Horizontal- oder Blattverschiebungen (Abb. 11). Meist kommt es zu einer Kombination von abschiebenden und horizontalen Bewegungskomponenten, sodass dann Schrägabschiebungen vorliegen.

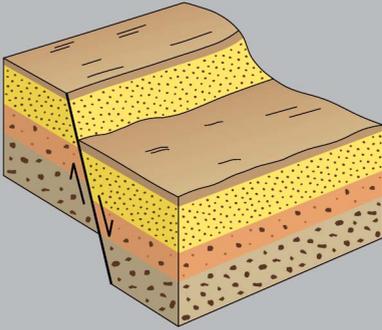


Abb. 10a: Schematische Darstellung einer Abschiebung

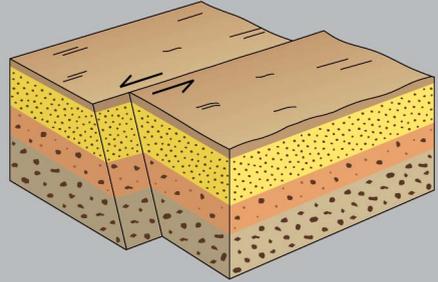


Abb. 11: Schematische Darstellung einer Horizontal- oder Blattverschiebung



Abb. 10b: Abschiebung im Kohlenflöz „Geitling 3“ der Witten-Formation; Muttental in Witten



Als Klüfte werden Trennflächen oder Risse im Gestein bezeichnet, an denen keine oder nur sehr geringe Bewegungen stattgefunden haben (Abb. 12).

Anzahl und Ausbildung der Klüfte hängen stark von der Art der betroffenen Gesteine ab.

Abb. 12: Klüfte in einer Wechsellagerung aus Ton- und Sandsteinen in den Saat-Schichten; Iserlohn-Haardt

Regionale Baueinheiten

Volker Wrede

Die variszische Gebirgsbildung schuf im rechtsrheinische Schiefergebirge vorwiegend Südwest – Nordost verlaufende Faltenstränge. Dort, wo das Gestein durch die einengenden Kräfte nicht nur verbogen, sondern auch zerbrochen wurde, bildeten sich parallel zu den Falten oft lang gestreckte Überschiebungsbahnen, an denen Gesteinsschollen teilweise mehrfach übereinandergeschoben wurden. Schuppenzonen entstanden. Meist wurde die südliche auf die nördliche Scholle geschoben, es kommen aber auch entgegengesetzt gerichtete Bewegungen vor. Falten und Überschiebungen ist gemeinsam, dass sie eine Verkürzung des Profils bewirken. Sie sind damit Ausdruck der durch die Plattenkollision ausgelösten Einengung des Gebirges.

Von Südwesten nach Nordosten ist der Faltenbau starken Veränderungen unterworfen. Sattelstrukturen, die im Westen des hier beschriebenen Gebietes und im angrenzenden Bergischen Land sehr ausgeprägt sind, tauchen nach Nordosten hin ab und schaffen Raum für Mulden – und umgekehrt. Ebenso ist häufig eine Ablösung von Falten durch Überschiebungen zu beobachten.

Die im Folgenden beschriebenen Strukturen sind nur die Großeinheiten des Gebirgsbaus (s. Taf. 1 in der Anl.: Übersichtskarte und tektonischer Schnitt durch das Gesamtgebiet).

Das südlichste Faltelement im nordrhein-westfälischen Teil des Rheinischen Schiefergebirges ist die Dill-Mulde, von der allerdings nur ein kleiner Teil der Nordflanke nach Nordrhein-Westfalen hineinreicht. Sie ist durch streichende Störungen intensiv verschuppt. Der komplizierte tektonische Bau ist durch den früheren Bergbau auf devonzeitliche Eisenerzvorkommen bekannt.

Die Sackpfeifen-Überschiebung, die sich aus dem Raum Burbach im Südwesten bis in

das Gebiet östlich von Battenberg verfolgen lässt, wo sie in Hessen allmählich in den Waldecker Hauptsattel übergeht, bildet die nordwestliche Begrenzung der Dill-Mulde. Bei Hatzeburg, wo der Verwurf der Störung am größten ist, streichen südlich von ihr, im Sackpfeifen-Sattel, Gesteine des Mitteldevons (Eifelium, Givetium) an der Erdoberfläche aus, nördlich solche des Unterkarbons und tiefsten Oberkarbons. Je nachdem, wie groß die Mächtigkeit des unterdrückten Schichtpaketes geschätzt wird, ergibt sich hieraus ein vertikaler Verwurf von bis zu 1000 m. Die Störung besteht aus mehreren Teilästen, zwischen denen Schubspäne aus oberdevonischen Schichten liegen, die die unterdrückte Nordflanke des Sackpfeifen-Sattels repräsentieren. An den nach Südosten einfallenden Störungsflächen ist jeweils die südliche Scholle auf die nördliche aufgeschoben. Die Sackpfeifen-Überschiebung hat nicht nur eine große Längserstreckung und einen großen Verwurfsbetrag, sondern könnte nach den Ergebnissen tiefenseismischer Untersuchungen auch mehrere Zehnerkilometer tief bis in die untere Erdkruste hinabreichen.

Die beherrschende Faltenstruktur im Siegerland ist das Siegener Antiklinorium, in dem großflächig Gesteine des tieferen Unterdevons an der Erdoberfläche ausstreichen. Es setzt sich aus verschiedenen Teilelementen zusammen: Im Süden ist es der eigentliche Siegener Schuppensattel, dessen Nordflanke von der Siegener Hauptaufschiebung und ihren Nebenstörungen durchzogen wird. Nördlich davon liegt die Giebelwald-Mulde, die zum Morsbach-Müsener Sattel mit dem Müsener Horst überleitet.

Der Siegener Schuppensattel besteht aus vorwiegend nach Südosten einfallenden Schichten, die entlang mehr oder weniger ausgeprägter, ebenfalls nach Süden einfallender Überschiebungen verschuppt sind. Die Nordflanke des Sattels wird durch das System der Siegener Hauptaufschiebung ersetzt, durch die der Sattelkern auf das nördliche Vorland aufgeschoben wurde.

Exkurs: Tiefenseismik

In den 1980er-Jahren wurde im Auftrag des damaligen Bundesministeriums für Forschung und Technologie das „Deutsche Kontinentale Reflexionsseismische Programm“ (DEKORP) durchgeführt. In dessen Rahmen sollte mithilfe sehr langer und sehr tief reichender seismischer Profile versucht werden, genauere Informationen über den Aufbau der tieferen Erdkruste zu gewinnen (Abb. 13). Eines dieser Profile (DEKOROP 2N) verläuft etwa auf der Linie Münster – Kamen – Iserlohn – Dillenburg – Wetzlar in annähernd Nord-Süd-Richtung vom Münsterland bis zum Taunus durch das Rheinische Schiefergebirge.

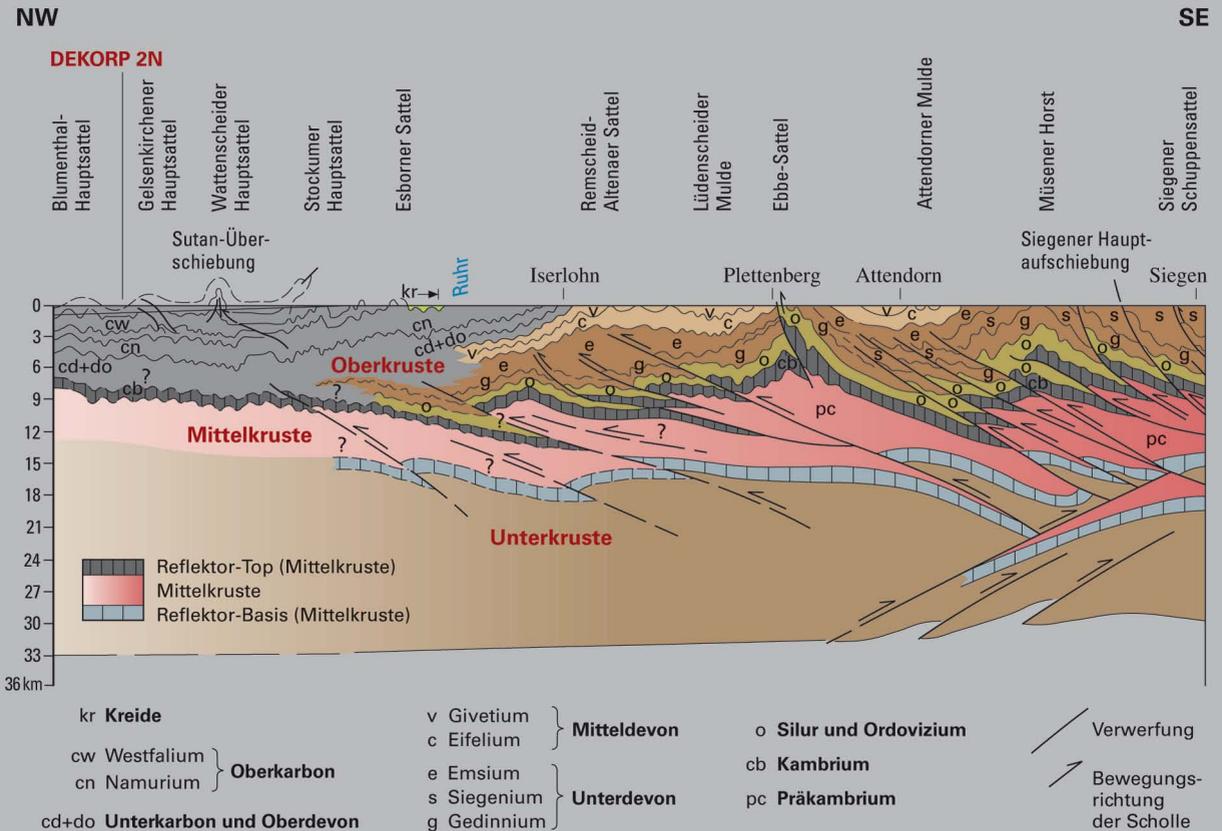


Abb. 13: Ausschnitt aus dem Tiefenseismikprofil DEKORP 2N (DROZDZEWSKI & WREDE 1994)

Das Verfahren der Reflexionsseismik beruht darauf, dass sich Schallwellen in verschiedenartigen Gesteinen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreiten und an markanten Gesteinsgrenzen reflektiert, das heißt echoartig zurückgeworfen werden. Erzeugt man an der Erdoberfläche eine ins Erdinnere gerichtete Welle, so wird diese von den Gesteinsgrenzen zurück zur Erdoberfläche geworfen. Misst man nun die Zeit zwischen der Erregung der Schallwelle und der Rückkehr der reflektierten Welle, so kann man auf die Lage von Gesteinsgrenzen im Untergrund schließen. Wenn die Art der Gesteine und damit die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Schallwellen bekannt ist, kann man ihre Tiefenlage direkt bestimmen. Ist die Art der Gesteine nicht bekannt, wird die Laufzeit der Welle (TWT gemessen in Sekunden) als Tiefenskala benutzt und man erhält ein relatives, aber nicht eindeutig tiefenmäßig bestimmtes Abbild des Gebirgsbaus.

Im DEKORP-2N-Profil waren auf diese Art Strukturen bis in eine Tiefe von über 30 km (oder 10 s TWT) zu erkennen. In einer durchschnittlich ca. 8 – 12 km (0 – 4 s TWT) mächtigen oberen Zone bildeten die Reflektoren den von der Erdoberfläche her bekannten Falten- und Überschiebungsbau des Gebirges ab. Unter einer reflexionsarmen Zone, von deren Natur unterschiedliche Vorstellungen bestehen, finden sich wieder kräftige und lang gestreckte Reflexionen, die sowohl nach Norden als auch nach Süden einfallen. Interpretiert man die kräftigen südfallenden und zur Tiefe hin verflachenden Reflektoren im oberen Krustenabschnitt als Abbild der großen Auf-/Überschiebungen (Siegener Hauptaufschiebung, Sackpfeifen-Überschiebung etc.), so könnte die reflexionsarme „transparente“ Zone in 12 – 15 km Tiefe (3 – 6 s TWT) als tektonische Abscherung im Sinne eines großräumigen Schuppenbaus gedeutet werden. Fasst man die Reflektoren generell als Abbild größerer Gesteinseinheiten auf, so stellt die transparente Zone einen Bereich mit wenig reflektiven Gesteinen des Präkambriums dar, der von einer Zone unterlagert wird, in der sowohl nord- als auch südgerichtete große Überschiebungen in Form von Fischschwanz-Strukturen den tektonischen Baustil dominieren. Einige der an der Erdoberfläche zu beobachtenden Überschiebungen könnten dann die höchsten Abschnitte dieser sehr tief reichenden Störungen sein.

Die Siegener Hauptaufschiebung ist wie die Sackpfeifen-Überschiebung eine nordvergente Störung von großer Bedeutung. Im Streichen lässt sie sich über rund 140 km von der Eifel her, quer über das Rheintal, in den Raum Siegen und dann weiter bis Erndtebrück verfolgen, wo sie – in mehrere Äste aufspaltend – ausläuft. Im Raum Siegen treten südlich der Störung Schichten des unteren Siegeniums auf, nördlich davon sind es Gesteine des oberen Siegeniums. Die Schichten des mittleren Siegeniums sind in schmalen Schubspänen innerhalb der Störungszone erhalten. Der Gesamtverwurf des Störungssystems wird im Gebiet von Siegen auf rund 3 000 m geschätzt. In den wenigen Auf-

schlüssen, die es von der Siegener Hauptaufschiebung gibt, fallen die Störungsflächen recht steil mit Werten von bis zu 80° nach Südosten ein (s. S. 205: Abb. 129). Aus dem geometrischen Zusammenhang und den Ergebnissen von seismischen Untersuchungen ergibt sich jedoch für das Gesamtsystem ein Einfallen von ca. 60°, das zur Tiefe hin auf Werte um 40° oder weniger verflachen dürfte. Möglicherweise mündet die Überschiebung in ca. 12 km Tiefe in eine großräumige Abscherfläche.

Die vorwiegend dem oberen Siegenium angehörenden Schichten in der Giebelwald-Mulde sind stark spezialgefaltet. Innerhalb dieser Mul-

de verläuft die nordvergente Geisweider Aufschiebung.

Im Kern des Müsener Horstes treten die ältesten Gesteine innerhalb des Siegener Antiklinoriums auf. In Ablagerungen des Gedinniums sind bei Müsen einzelne Späne altpaläozoischer Gesteine eingeschuppt. In diesem Gebiet kommt es zu komplizierten Überlagerungen zwischen der Falten- und Überschiebungstektonik einerseits und einem von Nord – Süd verlaufenden Störungen dominierten Bruchschollenbau andererseits, der das Gebirge in Horst- und Grabenschollen gliedert. Für diese Struktur wurde auch der Name Morsbach-Müsener Sattel benutzt.

Die Faltenachsen innerhalb des Siegener Antiklinoriums liegen weitgehend flach. Erst östlich einer etwa auf der Linie Netphen – Hilchenbach verlaufenden Grenze tauchen sie relativ steil nach Osten hin ab, sodass die unterdevonischen Kernschichten des Antiklinoriums von mittel- und oberdevonischen Schichten überdeckt werden. Das durch diese Achsenrampe verursachte Abtauchen der Schichten wird zusätzlich durch ein System von ostfallenden Abschiebungen begleitet, das als Erndtebrü-

cker Abbruch bezeichnet wird. Es kommt zugleich zu gravierenden Veränderungen im Faltenbau: Die Aufwölbung des Siegener Schuppensattels verliert sich zugunsten einer breiten und in sich mehrfach gegliederten Muldenstruktur, der Wittgensteiner Mulde (Abb. 14). Der relativ schmale Latrop-Züscher Sattel, der die Wittgensteiner Mulde nach Norden hin begrenzt, kann als streichende Fortsetzung des Müsener Horstes aufgefasst werden.

Innerhalb der Wittgensteiner Mulde lässt sich im Süden die Hatzfelder Mulde abgrenzen, die von Norden her unmittelbar an die Sackpfeifen-Überschiebung anschließt, aber überwiegend auf hessischem Gebiet verläuft. In ihr treten verbreitet unterkarbonische Gesteine auf.

Nördlich dieser Mulde liegt der Beddelhausener Sattel, dessen Kern mit eindrucksvollen Spezialfaltenstrukturen im Edertal aufgeschlossen ist (s. S. 204: Abb. 128). Die Achse dieses Sattels taucht nach Nordosten hin ab, sodass in seinem Westteil oberdevonische, weiter östlich dann frühunterkarbonische Schichten ausstreichen. Die nördlich angrenzende Elsoffer Mulde liegt in der östlichen Verlängerung der Siegener Hauptaufschiebung. Wie auch die

Abb. 14: Spezialgefaltete Kieselkalke der Hillershausen-Formation in der Nordflanke der Wittgensteiner Mulde; Hallenberg-Hesborn



anderen Teilelemente der Wittgensteiner Mulde gliedert sich die Elsoffer Mulde in mehrere Spezialsättel und -mulden. Insbesondere ihre Nordflanke und auch die Südflanke des anschließenden Latrop-Züscher Sattels sind intensiv spezialgefaltet. Die Spannweite dieser Spezialfalten beträgt mehrere hundert Meter bis wenige Kilometer. Auffallend ist, dass die Faltung hier – im Gegensatz zum sonst vorherrschenden nordwestvergenten Faltenbau des Rheinischen Schiefergebirges – südostvergent ist, das heißt, die nach Südosten gerichteten Faltenchenkel sind steiler als die nach Nordwesten gerichteten.

Im Osten wird der Latrop-Züscher Sattel vom Störungssystem des Altenbürener Lineaments abgeschnitten, das vermutlich schon während der Sedimentation der Schichten aktiv war und im Laufe der Erdgeschichte immer wieder reaktiviert wurde. Östlich davon, aber nicht in direkter Fortsetzung des Latrop-Züscher Sattels, bildet dann der Medebach-Goldhausener Sattel die Nordgrenze der Wittgensteiner Mulde gegen die sich anschließende Waldecker Mulde. Diese Strukturen tauchen sämtlich nach Nordosten hin ab und werden schließlich von den jüngeren, nicht mehr gefalteten Ablagerungen des Perms und der Trias in der Hessischen Senke diskordant überdeckt.

Während es also südlich des Faltenzuges Morsbach-Müsener Sattel – Latrop-Züscher Sattel – Medebach-Goldhausener Sattel zu einer Ablösung des Siegener Antiklinoriums im Westen durch die Wittgensteiner Mulde im Osten kommt, vollzieht sich nördlich davon eine entgegengesetzte Entwicklung: Im Westen ist dem Siegener Antiklinorium die Attendorn-Elasper Doppelmulde vorgelagert, die sich nach Osten hin heraushebt und in das breite Gewölbe des Ostsauerländer Hauptsattels übergeht. Die südwestliche Verlängerung der Doppelmulde wird Gummersbacher Mulde genannt.

Die Attendorn-Elasper Doppelmulde besteht aus zwei verhältnismäßig breiten, nordwestvergenten Mulden, der Attendorner

Mulde im Nordosten und der Elasper Mulde im Südwesten, die durch den schmalen Dünscheder Sattel getrennt werden. Das Auftreten von mächtigen mittel- bis oberdevonischen Riffkalken innerhalb der Schichtenfolge spielt für die Ausgestaltung der Faltenstrukturen im Detail eine große Rolle. Bemerkenswert ist, dass sich innerhalb der Elasper Mulde das südlichste Vorkommen oberkarbonischer Schichten des Namuriums innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges findet. Die steil nach Norden, teilweise auch überkippt nach Südosten einfallende Südflanke der Elasper Mulde ist durch den früheren Bergbau auf schichtgebundene Metallerze in Meggen gut bekannt. Neben der Faltung spielt hier auch eine komplizierte Überschiebungstektonik in der Nachbarschaft eines Riffkomplexes eine Rolle, die allein anhand von Oberflächenaufschlüssen nicht erkennbar gewesen wäre (s. S. 156: Abb. 91).

Zwischen dem Latrop-Züscher Sattel und dem Ostsauerländer Hauptsattel liegt die flache Fredeburger Mulde, deren flachwellig spezialgefaltete Nordflanke nur ganz allmählich zum nördlich vorgelagerten Sattel ansteigt. Der Ostsauerländer Hauptsattel ist mit ca. 20 km Breite das beherrschende Faltelement im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Er ist extrem asymmetrisch gebaut. Der nur ganz flach abtauchenden Südflanke steht vor allem im Raum Meschede – Bestwig eine stark überkippt einfallende Nordflanke gegenüber, unter der eine schmale Mulde mit hochmitteldevonischen Tonsteinen eingefaltet ist. Hierbei handelt es sich um den tiefsten Teil der dem Ostsauerländer Hauptsattel nördlich vorgelagerten Nuttlarer Mulde. Ein ähnliches Bild wie der Hauptsattel im Ganzen zeigen die einzelnen Spezialfalten, aus denen er besteht: Auch hier ist eine starke Nordvergenz mit meist überkippten Sattelnordschenkeln ausgeprägt. Im Gebiet südlich des Ruhrtals bei Bestwig hat der Ramsbecker Erzbergbau tief reichende dreidimensionale Aufschlüsse in der überkippten Nordflanke des Ostsauerländer Hauptsattels geschaffen. Hier tritt eine sehr ausgeprägte, komplexe Überschiebungstektonik auf, deren

zahllose Einzelstörungen im Wesentlichen zu zwei Hauptsystemen zusammengefasst werden können: Zum einen sind es fast horizontal liegende Störungen, die sogenannten „Flachen“, an denen die jeweils hangende Scholle nach Norden bewegt wurde und die so den Effekt der Schichtenüberkipfung verstärken. Älter sind die steiler nach Südosten einfallenden „Gänge“, die von den „Flachen“ versetzt werden. Auch sie wurden ursprünglich als nordvergente Überschiebungen angelegt, sind dann aber beim Fortgang der Faltung rotiert und von den jüngeren „Flachen“ zerschert worden.

In der Nordflanke des Ostsauerländer Hauptsattels gehen auch die östlichen Ausläufer des Ebbe-Sattels (auch Ebbe-Antiklinorium genannt) auf, der im Westen des Sauerlandes die Attendorn-Elsper Doppelmulde nach Norden hin begrenzt und noch weiter westlich, im Bergischen Land, zu einem beherrschenden Faltelement wird. Nach Osten hin taucht der Ebbe-Sattel ab, wird immer unbedeutender und ist östlich des Wennetals (zwischen Freienohl und Eslohe) nicht mehr nachweisbar. Im Kern des Ebbe-Sattels, der eine komplizierte Überschiebungstektonik aufweist, treten mit den ordovizischen Schichten der Herscheid-Gruppe die ältesten Ablagerungen im rechtsrheinischen Schiefergebirge zutage. Da diese Schichten gleichartig gefaltet sind wie die überlagernden Schichten des hohen Silurs und tiefen Devons, gibt es für dieses Gebiet keine Hinweise auf eine kaledonische Gebirgsbildung. Lediglich die Schichtlücke zwischen den ordovizischen Schichten der Solingen-Formation und den silurischen der Köbbinghausen-Formation könnte als indirekte Wirkung dieser Gebirgsbildung gedeutet werden. Diese macht sich weiter westlich, in der Eifel, durch eine Diskordanz zwischen den präkaledonischen ordovizischen und den postkaledonischen obersilurischen bis unterdevonischen Schichten bemerkbar.

Nördlich des Ebbe-Sattels folgt die nur wenig ausgeprägte Lüdenscheider Mulde, die im Wesentlichen Schichten des Givetiums enthält. Ihre Nordflanke leitet zum Remscheid-Alte-

naer Sattel über. Wie der Ebbe-Sattel hebt er sich nach Westen heraus. Er setzt im Osten im Bereich des Ruhrtals bei Arnsberg ein, wo sich eine Aufwölbung unterkarbonischer Gesteine aus den überlagernden Schichten des Namuriums heraushebt. Nach Westen hin wird die Faltenstruktur immer bedeutender und erreicht beispielsweise im Volmetal zwischen Hagen und Schalksmühle mehr als 10 km Breite. Auffällig ist, dass der Remscheid-Altenaer Sattel in diesem Gebiet nur eine verhältnismäßig geringe Spezialfaltung aufweist. In Richtung auf das Bergische Land zu (dort Remscheider Sattel genannt) hebt er sich noch stärker heraus, sodass im Raum Remscheid unterdevonische Schichten des Gedinniums und bei Solingen solche des Ordoviziums und Silurs an der Erdoberfläche anstehen. Der Sattel lässt sich im Untergrund der Niederrheinischen Bucht weiterverfolgen und stellt die östliche Fortsetzung des Venn-Antiklinoriums der Nordeifel dar.

Westlich von Hagen wird der Remscheid-Altenaer Sattel an seiner Nordflanke von der Ennepe-Überschiebung begleitet. Obwohl ihre streichende Erstreckung von Wuppertal-Barmen bis Hagen-Hohenlimburg nicht sehr groß ist, weist sie mit bis zu 3 000 m einen sehr großen Verwurf auf. Südlich der Störung stehen Schichten des Mitteldevons an, nördlich davon solche des Oberkarbons. An der wahrscheinlich relativ steil nach Südosten einfallenden Überschiebung sind die im Liegenden der Störung (auf der Nordwestscholle) auftretenden Schichten von denjenigen der südöstlichen Scholle „überfahren“ worden. Das östliche Ende der Ennepe-Überschiebung liegt im Lennetal bei Hagen-Hohenlimburg. Westlich davon wurde die Störung, aufgespalten in verschiedene Äste, noch in einem Stollen des dortigen Dolomitwerks angetroffen. Östlich des Lennetals ist sie nicht mehr vorhanden.

In der östlichen Fortsetzung des Remscheid-Altenaer Sattels liegt der Warsteiner Sattel. Eine unmittelbare Verbindung der beiden Strukturen lässt sich nicht nachweisen, da im dazwischenliegenden Gebiet kein ausgeprägter Sat-

telbau erkennbar ist. Der Warsteiner Sattel geht auf eine schon während der Sedimentation vorhandene Schwelle zurück, auf der sich vom Mittel- bis ins Oberdevon ein mächtiges Riff entwickelte. Der hieraus gebildete Massenkalk ist heute der Kern des Warsteiner Sattels. Er wird umrahmt von Riffschuttbildungen, die sich mit zunehmendem Abstand vom Riffkörper mit Sedimenten der normalen Beckensedimentation verzahnen. Während der variszischen Gebirgsbildung wurde der Riffkomplex intensiv gefaltet und entlang streichender Störungen verschuppt. Dabei herrscht eine Nordvergenz des Falten- und Überschiebungsbaus vor. Die Gesteine sind intensiv geklüftet und teilweise geschiefert. Entlang von Überschiebungsfächen wurde der gesamte Riffkomplex auf die nördlich angrenzenden Karbon-Schichten aufgeschoben. Er wird auch auf seiner Südflanke vorwiegend von komplizierten Störungen begrenzt. Das fast Ost – West gerichtete Streichen des Warsteiner Sattels und seiner Strukturen hebt sich merklich vom Südwest – Nordost gerichteten Generalstreichen des übrigen Schiefergebirges ab. Vermutlich bilden sich hier bereits synd sedimentär beim Riffwachstum entstandene Strukturen ab.

In der Umgebung des Warsteiner Sattels finden sich mit dem Belecker Sattel im Norden und dem östlich gelegenen Scharfenberger Sattel zwei weitere ähnlich gebaute, aber wesentlich kleinere Sattelstrukturen, die ebenfalls auf devonische Riffkörper zurückgehen. Der Belecker Sattel taucht nach Nordosten hin unter die Überdeckung der Münsterländer Kreide-Beckens ab.

Östlich des Warsteiner Sattels verläuft das Störungssystem des Altenbürener Lineaments. Sowohl der tektonische Baustil der Falten als auch die Schichtenausbildung beiderseits dieser Struktur unterscheiden sich deutlich voneinander. Daher muss das Altenbürener Lineament als tektonische Bruchzone, die Gebirgsschollen mit unterschiedlicher Entwicklung trennte, schon während der Sedimentation aktiv gewesen sein. Später lebte es während der va-

riszischen Gebirgsbildung erneut auf und war, wie das Vorhandensein junger postvariszischer Mineralisationen zeigt, auch danach noch aktiv.

Bei der Ortschaft Altenbüren bildet das Lineament das westliche Ende des Briloner Massenkalkkomplexes, der ähnlich wie der des Warsteiner Sattels aufgebaut, aber wesentlich größer ist. Die gesamte Struktur hat zwischen Altenbüren im Westen und Wünnenberg-Bleiwäsche im Nordosten eine streichende Länge von ca. 17 km bei einer maximalen Breite von ca. 6 km. Intern gliedert sich der Briloner Massenkalkkomplex in mehrere Einzelsättel: Im Westen liegt der eigentliche Briloner Sattel, weiter östlich der Thülener und der Almer Sattel. Diese Einzelfalten streichen etwas mehr in Ost-West-Richtung als die stärker nach Nordosten gerichtete Gesamtstruktur, sodass das Bild sich fiedrig ablösender Einzelfalten entsteht. Während die Westgrenze des Briloner Massenkalkkomplexes das Altenbürener Lineament bildet und der Nordrand entlang einer steil nach Süden einfallenden bedeutenden Überschiebung auf die Karbon-Schichten seines Vorlandes aufgeschoben wurde, tauchen die Falten nach (Nord-)Osten mit ca. 15° allmählich ab, sodass hier die oberdevonischen Riffkalke von jüngeren unterkarbonischen Gesteinen überdeckt werden.

Quer zur Richtung der Faltenachsen durchschneiden mehrere große Störungen den Briloner Massenkalkkomplex und zerlegen ihn in einzelne Gebirgsschollen. In einer Grabenscholle westlich der Immental-Störung blieb so inmitten des mitteldevonischen Massenkalks in der Nehdener Mulde ein inselartiges Vorkommen von oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen erhalten.

Der Südrand des Massenkalkkomplexes ist tektonisch äußerst kompliziert gebaut: Dem Massenkalkausstrich ist ein System intensiv spezialgefalteter Mulden und Sättel vorgelagert, darunter die Rösenbecker Mulde, der Messinghäuser Sattel und die Grottenberg-Poppenberg-Mulde, die ihrerseits von intensiver Überschiebungstektonik betroffen



Abb. 15: Faltenbau im flözleeren Oberkarbon, Ziegelschiefer-Formation; Hagen-Vorhalle

sind. Diese Falten können als östliche Fortsetzung der Nuttlarer Mulde aufgefasst werden, da auch sie von der Nordflanke des Ostsauerländer Hauptsattels begrenzt werden.

In dem Maße, wie der Briloner Massenkalkkomplex unter den überlagernden Unter- und Oberkarbon-Schichten nach Nordosten hin abtaucht, werden die aus dem Kalksteinkomplex und von seinem Südrand bekannten Falten (z. B. Almer und Thülener Sattel) undeutlicher und verlieren sich in einem wenig differenzierten Faltenbau kleinerer bis mittlerer Dimension. Noch weiter nach Osten hin werden die Faltenstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges von den diskordant über sie hinweggreifenden, nicht mehr gefalteten Schichten des Perms überdeckt, zugleich an den etwa Nord – Süd verlaufenden Randstörungen der Hessischen Senke abgeschnitten und in Form einer Schollentreppe tief versenkt. Die prominenteste dieser Randstörungen ist der Westheimer Abbruch, an dem

die Basis der das gefaltete Karbon überdeckenden Zechstein-Schichten um mehrere hundert Meter abgeschoben wurde. Innerhalb der Hessischen Senke werden die Schichten des Rheinischen Schiefergebirges in großer Mächtigkeit von ungefalteten Sedimenten des Perms und der Trias überdeckt. Erst wesentlich weiter im Osten, im Harz, tauchen die gefalteten paläozoischen Ablagerungen wieder an der Erdoberfläche auf.

Im Norden begrenzt der etwa Ost – West verlaufende Ausstrich der Oberkreide-Schichten des Münsterlandes den Blick auf die nordöstliche Fortsetzung der Strukturen des östlichen Rheinischen Schiefergebirges.

Ein verhältnismäßig kleinräumiger Faltenbau ohne deutliche Gliederung in Großsättel oder -mulden wie in der Faltenzone nördlich des Briloner Sattels ist kennzeichnend für das gesamte Ausstrichgebiet des flözleeren Oberkarbons (Namurium A und B) nördlich des Warsteiner

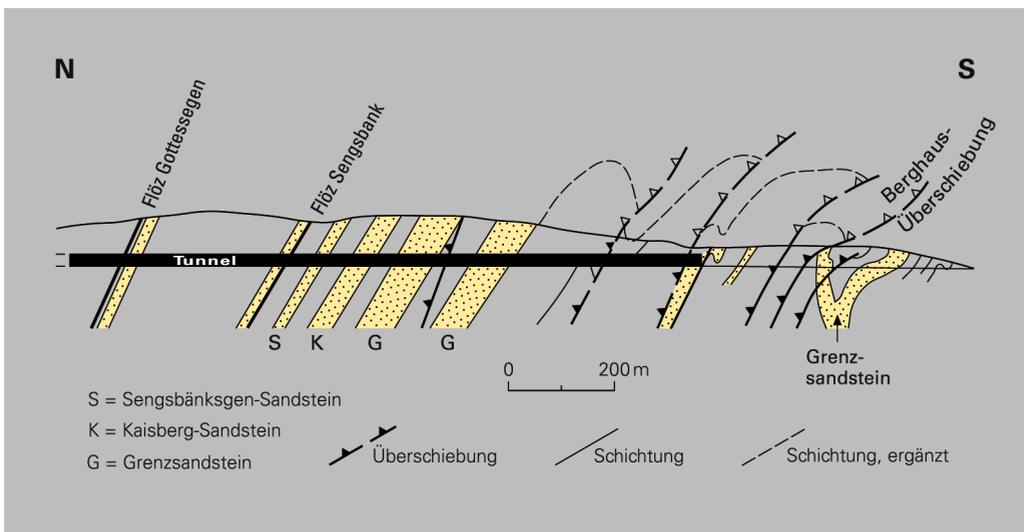
Sattels beziehungsweise weiter westlich – bis in den Raum Hagen hinein – nördlich des Remscheid-Altener Sattels. Typische Beispiele dieses tektonischen Baustils liefern die langen Profilaufschlüsse entlang des Lennetals nördlich von Hagen-Hohenlimburg oder der als Fossilfundstelle bekannte Ziegeleisteinbruch in Hagen-Vorhalle (Abb. 15). Erst westlich von Hagen, in etwa dort, wo sich in der Nordflanke des Remscheid-Altener Sattels die Ennepe-Überschiebung stärker herausbildet, wird dieser enge, aber wenig differenzierte Faltenbau durch eine stärker werdende Überschiebungstektonik abgelöst. Im Raum Haßlinghausen tritt schließlich nördlich der Ennepe-Überschiebung nur noch ein relativ einfacher, weitspanniger Faltenbau auf, der von mehreren größeren, nach Süden gerichteten Überschiebungen durchschnitten wird. Die beiden nördlichsten, die Berghaus-Überschiebung (Abb. 16) und die Haßlinghauser Überschiebung, weisen Verwürfe von ca. 150 beziehungsweise 300 m auf.

Nach Westen hin scheinen diese parallel zur Ennepe-Überschiebung verlaufenden Störungen wieder an Bedeutung zu verlieren und in

der Südflanke der Herzkammer Mulde, der südlichsten der stärker ausgeprägten Mulden des Ruhrkarbons, aufzugehen. Diese Mulde lässt sich nach Westen bis in den niederbergischen Raum verfolgen, wo sie die breiten Antiklinorien des Remscheider und des Velberter Sattels voneinander trennt.

Zwischen Wuppertal und dem Ruhrtal bei Volmarstein ist die Herzkammer Mulde in den Steinkohle führenden Oberkarbon-Schichten deutlich ausgeprägt und wird im Norden durch den Esborner Sattel von der Wittener Hauptmulde getrennt. Weiter östlich löst sich die klare Muldenstruktur auf und geht in die von Spezialfaltung geprägte Nordflanke des Remscheid-Altener Sattels über. Der weiter nordöstlich gelegene Soester Sattel ist vollständig von den Ablagerungen des Kreide-Deckgebirges verhüllt und nur aus Bohrungen bekannt. Auch der Esborner Sattel verliert seine dominierende Gestalt und wird im Raum Dortmund vom Kirchhörder Sattel als südlicher Begrenzung der Wittener Hauptmulde abgelöst. Diese Muldenstruktur entwickelt sich im Streichen aus dem Kernbereich des stark nach Nordosten abtauchenden Velberter Sattels her-

Abb. 16: Überschiebungstektonik im flözleeren Oberkarbon (Kaisberg- und Ziegelschiefer-Formation) am Siltscheder Tunnel; Gevelsberg (nach WREDE 2010: Abb. 4)



aus. Sie ist durch einen deutlichen Stockwerkbau gekennzeichnet: Die Faltenformen in den tiefer gelegenen Schichten unterscheiden sich teilweise erheblich vom Faltenbild in den jüngeren Schichten. Durch die Aufschlüsse des Steinkohlen-Bergbaus lässt sich die Wittener Hauptmulde auch unter der Kreide-Bedeckung des südlichen Münsterlandes bis in den Raum Unna hinein verfolgen. Sie wird auf ihrer Nordflanke über eine weite Strecke von der nordgerichteten Satanella-Überschiebung begleitet, die den Übergang zum nördlich gelegenen Stockumer Hauptsattel markiert. Der meist sehr spitz gebaute Stockumer Hauptsattel entwickelt sich im Westen aus der nördlichen Umbiegung des Velberter Sattels heraus. Er ist bis in den Raum Witten an der Erdoberfläche und bis in den Raum Unna – Hamm unter der Kreide-Bedeckung nachzuweisen. Auf seiner Nordflanke verläuft ein kompliziertes System von südgerichteten Überschiebungen, die unter dem Namen Scharnhorst-Überschiebung zusammengefasst werden. Die nördlich anschließende Bochumer Hauptmulde und der angrenzende Wattenscheider Hauptsattel sind die nördlichsten Faltenstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, die an der Erdoberfläche gut zu beobachten sind. Im Übergang zwischen diesen beiden Strukturen verläuft die nordgerichtete Sutan-Überschiebung, die mit Verwurfbeträgen von fast 1000 m die bedeutendste Überschiebung des Ruhrkarbons ist. Sie reicht mit einer nachgewiesenen streichenden Länge von mehr als 120 km von Essen-Kettwig bis in den Raum Ahlen, wo sie zusammen mit dem Wattenscheider Hauptsattel ausläuft. Diese beiden Elemente werden dort, parallel nach Norden versetzt, von einer neuen Struktur abgelöst, die aus dem Ahlener und dem Walstetter Sattel sowie der Ahlener Überschiebung besteht.

Da das Streichen der Faltenstrukturen des Ruhrkarbons Südwest – Nordost gerichtet ist, der Südrand der überdeckenden Kreide-Schichten aber annähernd Ost – West verläuft, werden die genannten Strukturen nach Osten hin schnell von diesen jüngeren Ablagerungen

überdeckt. Gleiches gilt für alle weiteren Faltenstrukturen des Ruhrkarbons, die fast nirgendwo an der Erdoberfläche auftauchen und praktisch ausschließlich aus den Bergbauaufschlüssen bekannt sind. Dies sind neben der Essener Hauptmulde der Gelsenkirchener Hauptsattel, die Emscher-Hauptmulde, der Blumenthal-Hauptsattel, die Lüdinghausener Hauptmulde, der Auguste-Victoria-Hauptsattel, die Lippe-Hauptmulde, der Dorsten-Sendener Hauptsattel und die Raesfelder Hauptmulde.

Die Faltenstrukturen des Ruhrkarbons werden von einer Vielzahl bedeutender, vorwiegend Nordnordwest – Südsüdost streichender Querstörungen und annähernd Ost – West streichenden Blattverschiebungen durchschlagen, die den Gebirgskörper in Horst- und Grabenschollen gliedern. Nach Süden hin, in Richtung auf den Kernbereich des Rheinischen Schiefergebirges, laufen die meisten dieser Störungen entweder aus oder sind zumindest im Gelände kaum noch zu verfolgen. Die Reihe der bedeutenderen Bruchschollen, die am Südrand des Ruhrkarbons in Erscheinung treten, beginnt im Osten mit dem zwischen Hamm und Ahlen gelegenen Maximilian-Graben, der vom Münster- und vom Sachsen-Sprung gebildet wird. Westlich des Hammer Horstes bilden Fliericher und Königsborner Sprung mit Verwürfen von bis zu 670 m beziehungsweise fast 900 m den tief eingesenkten Königsborner Graben. Die südliche Fortsetzung des Fliericher Sprungs dürfte in das Ruhrtal östlich von Wickede zielen und verliert sich dann, aufgespalten in zahlreiche Einzelstörungen, im Raum Arnsberg im Kernbereich des auslaufenden Remscheid-Altenaer Sattels. In der südlichen Verlängerung des Königsborner Sprungs blieb in einem Spezialgraben das Rotliegend-Vorkommen des Menden-Konglomerats vor der Abtragung bewahrt (s. S. 113; Abb. 56).

In der weiteren Abfolge nach Westen hin bilden der Unnaer und der Kurler Sprung den Graben von Preußen sowie der Quintus- und der Quartus-Sprung den Dortmunder Graben. Im dazwischenliegenden Brackeler Horst

ist das Wambeler Blatt bemerkenswert, das mit Nordwest – Südost gerichtetem Streichen im Kern der Wittener Hauptmulde einen Horizontalverwurf von mehr als 1000 m aufweist. Seine südliche Fortsetzung könnte bis in den Raum Hemer reichen und dort für die Eisen- und Zink-Mineralisationen im Massenkalk verantwortlich sein. Auch Quintus- und Quartus-Sprung erreichen Verwürfe von über 600 beziehungsweise 800 m. Während der Quintus-Sprung innerhalb des Ruhrkarbons nach Süden weitgehend ausläuft, lässt sich der Quar-

tus-Sprung durch das untere Lennetal bis in den Raum Hagen-Hohenlimburg verfolgen, wo er dann in der Südflanke des Remscheid-Alternauer Sattels in einzelne Störungsäste aufspaltet. Vermutlich ist diese Störung auch für das abrupte Ende der Ennepe-Überschiebung verantwortlich. Die weiter westlich gelegenen größeren Querstörungen, wie der Tertius- und der Sekundus-Sprung, die im nördlichen Ruhrkarbon den Marler Graben bilden, laufen bereits im zentralen Ruhrkarbon nach Süden hin weitgehend aus.

Exkurs: Tektonik des Ruhrkarbons

Strukturgeologisch gesehen gehört das weitgehend unter jüngeren Deckschichten verborgene Ruhrkarbon als Außenrand des Variszischen Gebirges noch zum Rheinischen Schiefergebirge. Deshalb wird sein Gebirgsbau in diesem Zusammenhang kurz beschrieben, auch wenn der unter dem Deckgebirge verborgene Teil des Ruhrkarbons geographisch nicht mehr zum Betrachtungsraum zu rechnen ist. Im Gegensatz zum eigentlichen Schiefergebirge, in dem sich die Beobachtungsmöglichkeiten weitgehend auf die Gesteinsaufschlüsse an der Erdoberfläche beschränken, erlauben die über ein Gebiet von über 100 x 50 km Ausdehnung vorhandenen und teilweise fast 2000 m tief reichenden Aufschlüsse des Steinkohlen-Bergbaus eine detaillierte dreidimensionale Betrachtung des Untergrundes im Ruhrkarbon. Hierdurch ist es gelungen, Regelmäßigkeiten des Gebirgsbaus zu erkennen, die andernorts mangels geeigneter Aufschlüsse nicht feststellbar sind.

Die Verkürzung der ursprünglichen Schichtlängen durch Faltung und Überschiebungstektonik beträgt am Südrand des Ruhrkarbons noch rund 50 %. Dieser Wert nimmt allmählich nach Nordwesten hin ab, sodass im Gebiet der Lippe- und der Raesfelder Mulde die Einengung teilweise weniger als 5 % beträgt. Dort ist der Außenrand des Variszischen Gebirges erreicht. Nordwestlich davon sind die Karbon-Schichten weitgehend ungefaltet.

Die Faltenachsen des Ruhrkarbons streichen überwiegend Südwest – Nordost und lassen sich oft über viele Kilometer oder Zehnerkilometer verfolgen. Die Achsen liegen nicht horizontal, sondern sind einer Querwellung unterworfen, sodass quer zum Faltenbau verlaufende Achsenhoch-

lagen (Achsenkulminationen) und -tieflagen (Achsendepressionen) zu unterscheiden sind. Diese Achsenwellung ist von bemerkenswertem Einfluss auf den Faltenbau: In den Achsenkulminationbereichen bilden die Hauptsättel breite Antiklinorien, während die Hauptmulden eng spezialgefaltet sind. In den Achsendepressionsbereichen verhält es sich umgekehrt: Breiten, wenig gegliederten Hauptmulden stehen schmale Hauptsättel gegenüber.

In vertikaler Richtung ist der Stockwerkbau der Faltung auffällig. Liegen in den Hauptmulden nahe der Oberfläche die Schichten oft über mehrere Kilometer Muldenbreite annähernd flach, um dann in den begrenzenden Hauptsätteln steil und spitz aufgefaltet zu sein, so stellen sich zur Tiefe hin im Muldenbereich immer mehr Einzelfalten ein, während die Intensität der Faltung in den Hauptsätteln abnimmt. In den strukturell tieferen Bereichen ist daher die Gliederung in Hauptsättel und -mulden weitgehend aufgehoben. Vereinfacht gesagt: Einem oberen Stockwerk mit wenigen Falten sowie großen Spannweiten und Faltenhöhen steht ein tiefes Stockwerk gegenüber, in dem zahlreiche, aber weniger große Falten auftreten. Zwischen diesen beiden Stockwerken liegt ein Übergangsbereich mit starker Überschiebungstektonik, in dem Volumendefizite oder -überschüsse ausgeglichen werden, die sich durch diese Veränderungen im Faltenbau ergeben. Genauere Untersuchungen haben gezeigt, dass die orogene Einengung in allen drei Stockwerken jeweils gleich ist. Die Stockwerke sind nicht an bestimmte stratigraphische Niveaus gebunden; ihre Verteilung steht vielmehr im Zusammenhang mit der Achsenwellung. Vermutlich ist der Stockwerkbau daher eine Folge der bei der Faltung herrschenden, von Ort zu Ort unterschiedlichen Auflast der überlagernden Gesteinsschichten (Abb. 17a/17b).

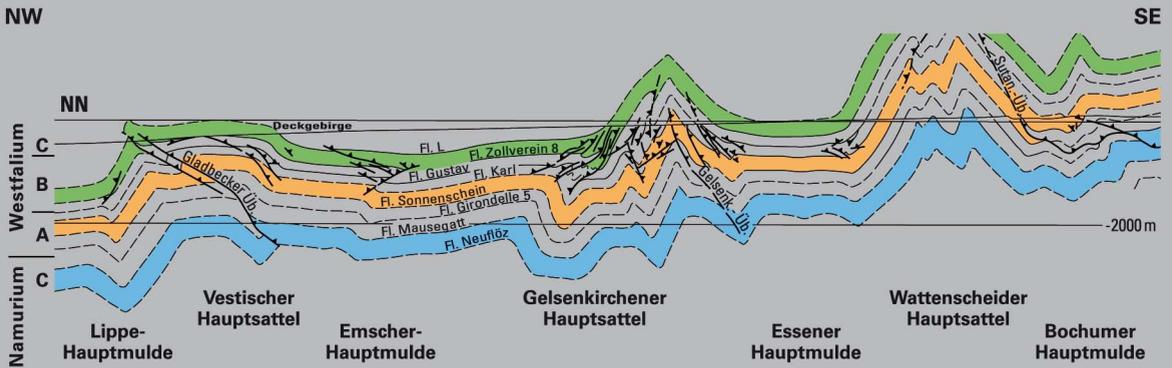
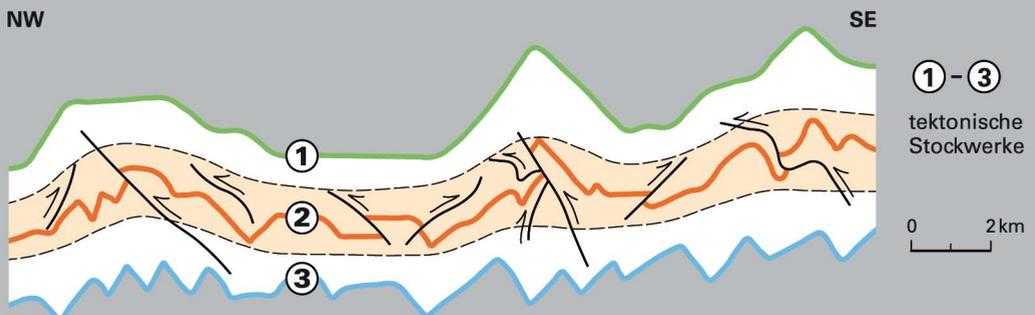


Abb. 17a: Querschnitt durch das mittlere Ruhrgebiet (DROZDZEWSKI 1980)

Abb. 17b: Stockwerkbau des Ruhrkarbons am Beispiel eines Schnitts durch das mittlere Ruhrgebiet (DROZDZEWSKI 1980)



Während die zahllosen kleineren Überschiebungen des Ruhrkarbons als Ausgleichsflächen in diesen Stockwerkbau der Faltung einbezogen sind, dienen die großen Überschiebungen, die die Hauptmulden jeweils auf ihren Nord- und Südflanken begleiten, dem Abbau von Materialüberschüssen, die sich bei fortschreitender Einengung in den Muldenbereichen bilden. Die Anordnung der großen Überschiebungen im Ruhrkarbon mit nordgerichteten Überschiebungen auf den Mulden nordflanken und südgerichteten auf den Südflanken deutet ebenso wie das Vorherrschen von aufrechten Falten auf eine höhere Symmetrie des Gebirgsbaus hin, als sie weiter südlich im Rheinischen Schiefergebirge mit der meist vorherrschenden Nordvergenz von Falten und Überschiebungen vorliegt. Die hervorragenden dreidimensionalen Aufschlüsse im Ruhrgebiet haben es ermöglicht, die komplizierten Beziehungen zu entschlüsseln, die zwischen dem Faltungsgrad der Schichten und der Geometrie der Überschiebungen bestehen. Die Überschiebungen sind in Zusammenhang mit der Faltung entstanden und dann in den weiter gehenden Faltungsprozess einbezogen worden.

Eine Analyse der Bruchtektonik des Ruhrkarbons, das heißt der Querstörungen zum Faltenbau und der stärker Ost – West oder Nord – Süd streichenden Diagonalstörungen hat gezeigt, dass die Brüche überwiegend jünger sind als die variszische Gebirgsbildung. Die meisten Störungen entstanden erst im Perm, in der Trias oder noch später, als Auswirkung der „saxonischen Gebirgsbildung“. Ihr Verteilungsmuster zeigt eine Reaktion auf die Struktur des Untergrundes: Während im nur schwach gefalteten nördlichen Ruhrgebiet zahlreiche Bruchstörungen auftreten, nimmt ihre Zahl und Bedeutung in Richtung auf das stärker gefaltete Schiefergebirge hin deutlich ab. Dort, wo die Erdkruste durch die variszische Faltung des Rheinischen Schiefergebirges verdickt und versteift wurde, konnten sich offenbar weniger Brüche ausbilden, als in den nur schwach gefalteten Gebieten im Norden.

Erdgeschichte

Karl-Heinz Ribbert

Der erdgeschichtliche Teil der vorliegenden Monografie lässt die Lebens- und Ablagerungsräume in den einzelnen Erdzeitaltern an uns vorüberziehen. Gleich alte Ablagerungen in verschiedenen Ablagerungsräumen – gewissermaßen die unterschiedlichen Naturräume der Vergangenheit – bilden unterschiedliche Faziesräume und damit verschiedene geologische Regionen. Diese haben einen jeweils mehr oder weniger einheitlichen Schichtenaufbau und eine ähnliche Gesteinsausbildung, die sie von anderen Regionen unterscheiden.

Die Schichtenfolgen des Rheinischen Schiefergebirges sind seit über 100 Jahren Gegenstand der geologischen Kartierung. Dabei sind in oft recht grober Gliederung zahlreiche lithostratigraphische Einheiten entstanden. Zum Teil sind sie im Lauf der weiteren Erforschung feiner untergliedert worden, sodass heute ursprüngliche

Schichtenbezeichnungen als Oberbegriff für mehrere Untereinheiten fungieren.

Derzeit wird international eine Angleichung der Nomenklatur angestrebt. Im Zuge dessen werden alte Schichtenbezeichnungen durch hierarchisch abgestufte Gruppen-, Formations- und Subformationsbezeichnungen ersetzt. Diese Umbenennung ist aber nur dann offiziell, wenn die betreffende neue Einheit anhand eines Referenzprofils definiert ist. Dies ist noch nicht bei allen Schichten erfolgt. Daher treten in dieser Veröffentlichung beide Nomenklaturen auf.

Alle neu definierten lithostratigraphischen Einheiten Deutschlands sind im Lithostratigraphischen Lexikon Deutschland (LithoLex) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) erfasst, und unter der Internetadresse <http://litholex.bgr.de> zu finden.

Exkurs: Geologische Landesaufnahme

Eine Vielzahl der im Folgenden ausgebreiteten geologischen Daten ist durch die Tätigkeit der staatlichen geologischen Landesaufnahme zusammengetragen worden. Dies gilt insbesondere für die stratigraphische Gliederung der Schichtenfolge, ihren tektonischen Bau und die flächenhafte Verbreitung der Gesteine.

Seit den Anfängen der geologischen Erforschung des Landes in den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts war ein Zusammenspiel zwischen der Wissenschaft Geologie und der Praxis, das heißt dem Bergbau, gegeben. Eine

der ersten geologischen Karten des rechtsrheinischen Schiefergebirges, die „Geognostische Charte des nördlichen Abfalls des Nieder-rheinisch-Westfälischen Gebirges“, vom späteren Berghauptmann HEINRICH VON DECHEN, wurde 1823 veröffentlicht. Diese und andere geologische Bearbeitungen waren noch regional begrenzt.

Um die Mitte des 19. Jahrhunderts hatte die preußische Verwaltung erkannt, dass die Suche nach wirtschaftlich nutzbaren Lagerstätten unabdingbar mit der systematischen geologi-

schen Erforschung des Gesteinsuntergrundes zusammenhängt. Nach 1841 wurde daher unter der Ägide von DECHENS ein erstes flächendeckendes geologisches Kartenwerk im Maßstab 1:80 000 für das preußische Rheinland und Westfalen herausgegeben.

Doch erst nachdem gegen Ende des 19. Jahrhunderts ein detailgenaues topographisches Kartenwerk im Maßstab 1:25 000 mit Höhenlinien geschaffen worden war, konnten auch gleichermaßen detailgenaue geologische Karten erarbeitet werden. Sie erschienen in den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts in rascher Folge und waren zur räumlichen Vorstellung des Gebirgsbaus mit Querschnitten durch den obersten Bereich der Erdkruste sowie mit einem erläuternden Text versehen. Bis zum Beginn des Zweiten Weltkrieges wurden auf diese Weise große Teile des rechtsrheinischen Schiefergebirges geologisch aufgenommen. Parallel dazu veröffentlichten die Kartierer der Preußischen Geologischen Landesanstalt sowie Hochschul-Geologen weiter gehende Einzelheiten zu den Schichtenfolgen und zu ihrem Fossilinhalt.

Nach dem Zweiten Weltkrieg setzte die nunmehr zuständige Behörde, das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen, die Kartiertätigkeit fort. Oftmals erfolgte dies unter Nutzung der neuen stratigraphischen Gliederungen, die Hochschul-Kartierer in den 1960er- und 1970er-Jahren erarbeitet hatten. Auf der Grundlage des geologischen Kartenwerks im Maßstab 1:25 000 (GK 25) wurden ab 1980 auch Übersichtskarten im Maßstab 1:100 000 (GK 100) zusammengestellt (s. Innenumschlag hinten).

Heute ist die geologische Grundlagenarbeit im Gebirgsland weitgehend abgeschlossen. Die Aufgabe, die Wissensschätze der Vergangenheit digital aufzubereiten, steht jetzt im Vordergrund. Geologische Karten in unterschiedlichen Maßstäben stehen als Grundlagen jeder praktischen Beratung, beispielsweise hinsichtlich der Lagerstätten nutzbarer Rohstoffe, des Grundwassers und des Ingenieurbaus, zur Verfügung. Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen in Krefeld bietet der Wirtschaft und anderen Interessierten geologische und thematische Karten in gedruckter und digitaler Form an.

Erdaltertum (Paläozoikum)

Am Anfang der erdgeschichtlichen Beschreibung des Rheinischen Schiefergebirges steht die Frage, wie der Ablagerungsraum der Devon-Zeit – sozusagen die Wiege des Gebirges – in der Zeit davor, im älteren Erdaltertum, angelegt worden ist. Die Gesteinsschichten aus dem Ordovizium und Silur (Altpaläozoikum) bauen im rechtsrheinischen Schiefergebirge die Kerne des Remscheider Sattels (s. Rheinisches Schiefergebirge, Tl. 2) und des Ebbe-Sattels auf. Außerdem kommen sie in einzelnen Gesteinsschuppen bei Müsen im Siegerland vor (Tab. 2). Noch ältere Schichten, nämlich solche des Kambriums, sind in Nordrhein-Westfalen

auf die Venn-Antiklinale in der Nordeifel beschränkt. Da altpaläozoische Gesteine im Rheinischen Schiefergebirge nur stellenweise aufgeschlossen sind, bleibt die Rekonstruktion ihres Ablagerungsraumes – anders als bei den jüngeren paläozoischen Schichten – mit vielen Unsicherheiten behaftet.

Zwischen Herscheid im Westen und Plettenberg im Osten ist das größere der beiden Vorkommen von altpaläozoischen Kernschichten des Ebbe-Sattels (s. Taf. 1 in der Anl.) aufgeschlossen. Räumlich davon getrennt liegt südlich von Herscheid das zweite Vorkommen. In beiden ist auch der Übergang zu den hangenden Devon-Schichten anzutreffen. Die Auf-

Tabelle 2
Stratigraphische Gliederung von Ordovizium, Silur und Unterdevon

System	Serie	Stufe regional	W	Ebbe-Sattel	Siegener Schuppensattel Müsener Horst	Latrop-Züscherer Sattel	E
Devon (z. T.)	Unterdevon	Ober- Emsium	K5	Emsium/Eifelium-Übergangsschichten	Orthocrinus-Schichten	Langewiese- u. Obere Zwistkopf-Schichten	K6
				cultrijugatus-Schichten	Obere Harbecke-Sch.	Zwistkopf-Schichten	
					Untere Harbecke-Sch.	Untere Zwistkopf-Sch.	
					Remscheid-Schichten	Bilsburg-Schichten	
					Hauptkeratophyr K4		
		Unter- Siegenium	Rimmert-Quarzit	Siesel-Schichten	Rimmert-Schichten	K3	Schroersberg-Sch.
				Pasel-Schichten	Siegen-Schichten		
		Gedinnium	Bunte Ebbe-Schichten			K2	
			Bredeneck-Schichten				Martinshardt-Sch.
			Hüinghausen-Schichten			K1	Kindelsberg-Sch. Ziegenberg-Sch.
	Köbbinghausen-Formation				Silberg-Formation		
Silur	Pridoli						
	Ludlow						
	Wenlock						
	Llandovery						
Ordovizium	Ober- ordovizium	Ashgill					
		Caradoc		Solingen-Formation		nicht aufgeschlossen	
	Mittel- ordovizium	Llanvirn	Herscheid-Gruppe	Rahlenberg-Formation Kiesbert-Formation Plettenberg-Formation			
		Arenig					
	Unter- ordovizium	Tremadoc				nicht aufgeschlossen	

schlussverhältnisse sind aber so schlecht, dass die grundlegenden Beobachtungen zu den Schichten des Silurs nur durch gezielt angelegte Schürfe erlangt werden konnten. Das damalige Reichsamt für Bodenforschung hat in den Jahren 1938 – 1940 bei den Ortschaften Köbbinghausen und Hüinghausen solche Schürfe anlegen lassen und wissenschaftlich – vor allem paläontologisch – bearbeitet. Das Hauptanliegen war damals, die Grenze zu den Devon-Schichten exakt festzulegen.

Ordovizium

Wie im Remscheider Sattel bei Solingen im Bergischen Land sind auch im Sauerländer Ebbe-Sattel Schichten der Herscheid-Gruppe (s. Tab. 2) als älteste Gesteine aufgeschlossen und aufgrund ihrer unterschiedlichen Beschaffenheit in vier Formationen unterteilt.

Die ältesten Gesteine im Kern des Ebbe-Sattels gehören zur Plettenberg-Formation. Sie bilden eine Schichtenfolge aus dunkelblau-

grauen, stark geschieferten und dennoch dick spaltenden Tonsteinen mit einer hellen Schluffbänderung (Bänderschiefer). Aufgrund ihres Gehaltes an dem Tonmineral Pyrophyllit neigen sie bei Wasserzutritt zum Aufblähen, was zu ingenieurtechnischen Schwierigkeiten bei Baumaßnahmen führen kann. Ihr Fossilinhalt besteht aus Trilobiten, Brachiopoden, Graptolithen sowie Foraminiferen und Acritarchen. Letztere sind bizarr geformte organisch-wandige Mikrofossilien sehr geringer Größe (Abb. 18), die für die biostratigraphische Gliederung altpaläozoischer Schichten ausgesprochen wichtig sind.

Die Fossilien belegen als Alter die Llanvirn-Stufe des Ordoviziums. Acritarchen haben gezeigt, dass ihr Alter möglicherweise bis an die Arenig-Stufe heranreicht. Aufgrund einer im Stadtgebiet von Plettenberg durchgeführten Tiefbohrung vermutet man heute, dass die Mächtigkeit der Plettenberg-Formation mindestens 150 – 200 m beträgt.

Die Tonsteine der darüber folgenden, etwa 150 m mächtigen Kiesbert-Formation sind blauschwarz, haben lagenweise einen höheren Glimmergehalt und führen Pyritkonkretionen. An biostratigraphisch aussagekräftigen Fossilien enthalten sie neben Graptolithen zahlreiche

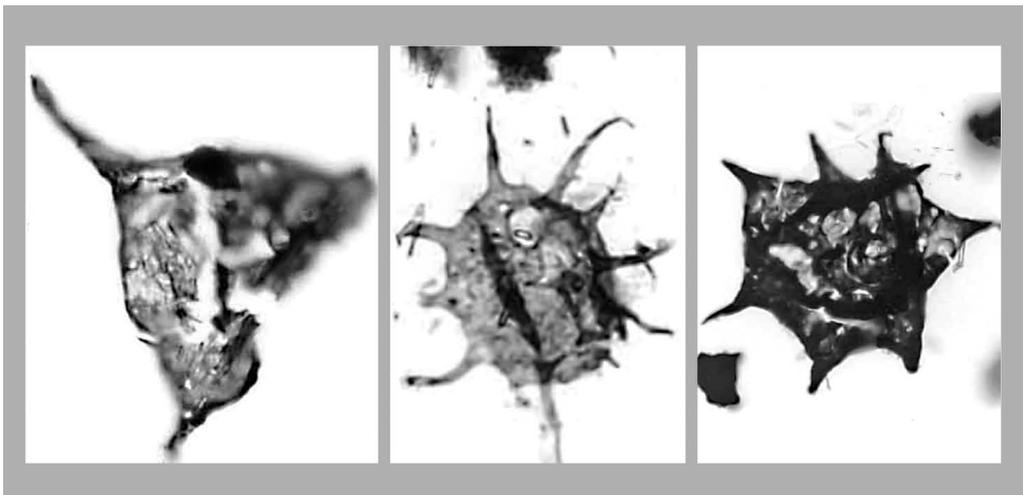
Gattungen und Arten von Trilobiten, die ein Alter der frühen Llanvirn-Stufe belegen. Daneben treten Reste von fraglichen Algen, Brachiopoden, Krebstieren (Phyllocariden) sowie Spurenfossilien auf.

Durch Einschaltung von Feinsandsteinlagen und Anstieg des Glimmergehaltes gehen die „milden“ Tonsteine der Kiesbert-Formation allmählich in die grauen bis grünlich grauen, „zähen“ „Grauwacken-“ und Bänderschiefer der etwa 300 m mächtigen, fossilieeren Rahlberg-Formation und diese wiederum unter Rückgang des Sandgehaltes in die Solingen-Formation über.

Letztere ist eine mindestens 250 m mächtige Schichtenfolge aus blau- oder grauschwarzen Tonsteinen mit feiner Sandstreifung. Die Schichten sind sehr arm an Fossilien und haben bisher nur Reste von Phyllocariden und fraglichen Algen geliefert. Die biostratigraphische Einstufung erfolgte daher mittels bestimmter Mikrofossilien (Chitinozoen). Sie belegen ein höheres Caradoc-Alter (s. Tab. 2).

Die ordovizischen Schichten sind in einem tiefen Meer ohne wesentliche bodenbewohnende Fauna abgelagert worden. Sandschüttungen aus dem Küstenbereich haben diesen Meeres- teil nur selten erreicht.

Abb. 18: Ordovizische Acritarchen aus der Bohrung Plettenberg; Vergrößerung 1000x



Silur

Über den spätordovizischen Schichten folgen unvermittelt Gesteine aus dem höheren Silur. Es fehlt ein Gesteinsstapel, der den gewaltigen Zeitraum von etwa 30 Mio. Jahren repräsentiert. Weder eine sichtbare Diskordanz zwischen älteren und jüngeren Schichten noch ein Transgressionskonglomerat verraten, was sich in diesem Abschnitt der Erdgeschichte ereignet hat. Analog zu anderen Gebieten, beispielsweise der Venn-Antiklinale in der Eifel, kann aber angenommen werden, dass in der Zeitspanne tektonische Ereignisse eine erdgeschichtliche Überlieferung verhindert haben. Vermutlich wurden im späten Ordovizium oder im Silur im Zuge der kaledonischen Gebirgsbildung die verfestigten Meeresablagerungen herausgehoben, tektonisch verstellt und abgetragen, bis gegen Ende des Silurs das Meer das Festland wieder zurückeroberte und es erneut zu einer marinen Sedimentation kam.

Die Ablagerungen des Silur-Meeres sind gänzlich anders zusammengesetzt als die des ordovizischen Meeres. In der mindestens 130 m mächtigen Köbbinghausen-Formation, zu der nach ihrer Neudefinition auch der kalkige Teil der Hüngghausen-Schichten gehört, dominieren Kalksteine und kalkhaltige Tonsteine. Beide Gesteinstypen an der Silur/Devon-Grenze führen eine reiche Makrofauna aus Brachiopoden und Trilobiten. Die Kalksteine zeigen eine Grundmasse, die reich an Krinoiden und anderen Fossilresten wie Bryozoen und tabulaten Korallen ist. Wichtig für das Erkennen und die überregionale Korrelation obersilurischer Schichten im Rheinischen Schiefergebirge ist ein recht unscheinbarer Brachiopode der Gattung *Daya*.

Ein geringer Sideritgehalt lässt die obersten Kalksteine der Köbbinghausen-Formation tiefbraun verwittern, was ihnen die Bezeichnung Ockerkalke eingebracht hat. Sie enthalten auch Conodonten, die es gemeinsam mit der Makrofauna ermöglichen, die biostratigraphische Grenze zwischen den Systemen Silur und De-

von recht genau zu ziehen. Gestein und Fauna der Köbbinghausen-Formation deuten auf einen flachmarinen Ablagerungsraum hin.

Neben den Silur-Vorkommen am Ebbe-Sattel ist ein weiteres, sehr viel kleineres Vorkommen im Bereich des Müsener Horstes bei Kirchhundem im nördlichen Siegerland bekannt. Über Tage sind etwa 60 m mächtige dunkle Tonsteine mit Karbonatlinsen sowie sandgebänderte dunkle Tonsteine mit Feinsandsteinen aufgeschlossen. Das Vorkommen der Silberberg-Formation ist allseitig von Störungen begrenzt. Das Auftreten von Makrofauna (Brachiopoden, Trilobiten, orthocone Cephaloden) gemeinsam mit charakteristischen Sporen zeigt, dass die Schichtenfolge dem Grenzbereich von Silur und Devon angehört und damit ein Äquivalent der Köbbinghausen-Formation und der Hüngghausen-Schichten darstellt.

Devon

Gegen Ende des Silurs war als Folge der Plattenkollision von Laurentia, Baltica und Avalonia im heutigen Nordeuropa (Schottland, Norwegen) das Kaledonische Gebirge entstanden (s. S. 25: Abb. 4). Wie weit es sich zu Beginn der Devon-Zeit nach Süden in Richtung des späteren Rheinischen Schiefergebirges erstreckte, ist nicht genau bekannt. Wichtig zu wissen ist aber, dass der Abtragungsschutt dieses Gebirges – nicht ganz korrekt auch Old-Red-Kontinent genannt – während des Devons den südlich davon gelegenen Meeresbereich über einen Zeitraum von rund 60 Mio. Jahren gefüllt hat.

Nach der gängigen plattentektonischen Vorstellung verschob sich der Bereich des Devon-Meeres im Laufe der Zeit zunehmend in Richtung Äquator. So geben die während des Mitteldevons und frühen Oberdevons gebildeten Karbonatgesteine aus riffbewohnenden Organismen Zeugnis von einem tropischen Meer.

Das ausgedehnte, meererfüllte Senkungsfeld der Erdkruste am Südrand des Old-Red-Konti-

nents ist die Wiege des Rheinischen Schiefergebirges. Es wird allgemein als Rheinischer Trog bezeichnet – ein Randbereich des Rheinoherzynischen Beckens (Abb. 19). Unter ständiger Absenkung des Meeresbodens hat der Trog viele Kilometer mächtige Sedimente aufgenommen, die nach einer facettenreichen erdgeschichtlichen Entwicklung heute im Rheinischen Schiefergebirge vor uns liegen. Über den gesamten Ablagerungsraum des späteren Variszischen Gebirges gesehen ist das Rheinoherzynische Becken mit dem Rheinischen Trog wiederum nur ein Randbecken des sehr viel größeren Rheischen Ozeans, der sich bis weit über das Gebiet des heutigen Mittelmeeres hinaus erstreckte (s. S. 25: Abb. 4).

Die Erforschung der Devon-Ablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge hat seit 1860 zu sehr detaillierten Vorstellungen über die angebotenen Schichtenfolgen geführt. Interpretationen hinsichtlich der unterschiedlichen Ablagerungsräume waren immer von Modellvorstellungen geprägt, die sich an den heutigen geologischen Vorgängen und Zuständen orientierten.

Unterdevon

Gedinnium bis Siegenium

Das Ablagerungsgeschehen der Unterdevon-Zeit ist geprägt durch einen unterschiedlich intensiven Transport von Abtragungsmaterial des Old-Red-Kontinents nach Süden. Waren die Materialmengen groß, wurde das Meer nach Süden verdrängt: die randliche Sedimentfüllung des Rheinischen Trogs war dann überwiegend terrestrischer Natur. Waren sie gering, konnte sich lokal ein ausgedehnter Land/Meer-Übergangsbereich wie das Siegener Delta (Siegener Trog, s. im Folgenden) ausbreiten.

Nach dem Beginn der Devon-Zeit, innerhalb des Ablagerungszeitraums der kalkigen Sedimente der Köbbinghausen-Formation, machte sich sehr schnell die Nähe des im Norden liegenden Liefergebietes von Sand und Ton bemerkbar. Die daraus am Ebbe-Sattel resultierende Schichtenfolge ist derjenigen des einige

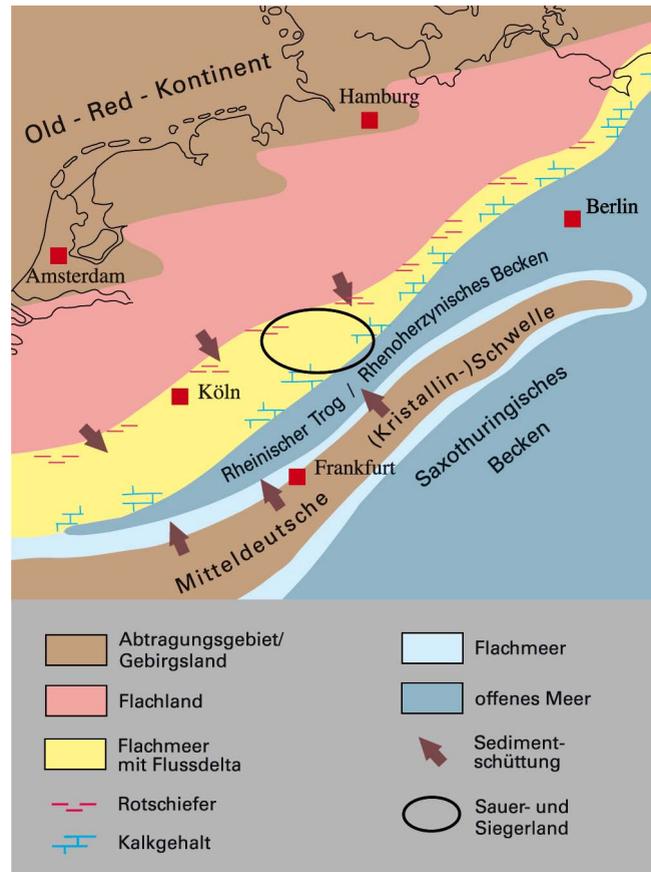


Abb. 19: Der Rheinische Trog im Unterdevon (nach STETS & SCHÄFER 2002, ergänzt)

Zehnerkilometer weiter im Westen gelegenen Remscheider Sattels sehr ähnlich (s. Rheinisches Schiefergebirge, Tl. 2).

Die etwa 100 – 200 m mächtigen, fossilführenden Hüinghausen-Schichten (s. Tab. 2) des Gedinniums beginnen mit dunklen Kieselgallenschiefern, die kalkige Einschaltungen enthalten, und gehen dann in graue, flaserige Ton- und Schluffsteine mit einigen Sandsteinen über. Die Hüinghausen-Schichten sind bekannt für ihre Trilobitenfunde. In den darüber folgenden, etwa 200 m mächtigen Bredeneck-Schichten ist der Gehalt an Sandsteinen deutlich höher und es kommt ein erster, als K1 oder Ölberg-Vulkanit bezeichneter Keratophyr-Horizont vor. Dieser ist mit Quarzkonglomeraten verge-

sellschaftet. Einschaltungen von Fossilagen mit neritische Fauna aus Brachiopoden und Trilobiten sind nur im oberen Teil der Bredeneck-Schichten anzutreffen.

Die folgenden Bunten Ebbe-Schichten sind weitgehend fossil leer, Rotschiefer sind weit verbreitet. Rotschiefer sind schluffige Tongesteine mit einem fein verteilten, färbenden Gehalt an Hämatit, einem oxidischen Eisenmineral. Dies spricht für oxidierende Prozesse bei der Sedimentation und für die frühe Diagenese der eisenhaltigen Tone. Solche Verhältnisse waren im Unterdevon auf den weitgehend noch vegetationslosen Delta-Ebenen des landfesten Teils der Devon-Küste gegeben (s. S. 56: Abb. 21).

Insgesamt gesehen vermittelt die Abfolge der zuvor beschriebenen Schichten den Eindruck einer zunehmenden Meeresverflachung durch vorrückende Sedimentschüttungen aus nördlicher Richtung. Die Bunten Ebbe-Schichten stellen dabei die abschließende Phase einer vorübergehenden Landfestwerdung dar. Überregional gesehen sind sie das festländische Äquivalent von Teilen des Siegener Delta-Komplexes weiter im Süden.

Die Bunten Ebbe-Schichten haben eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern und enthalten neben den namengebenden Rotschiefern häufig Sandsteine, die auch zu Konglomeraten überleiten können. Fossilführende Horizonte sind äußerst selten und enthalten lediglich nicht vollmarine Bestandteile wie Muscheln und Pflanzen. Allerdings deuten Funde der Panzerfischart *Rhinopteraspis dunensis* darauf hin, dass der obere Teil der Schichtenfolge und damit die Hauptmasse der Bunten Ebbe-Schichten dem Siegenium angehört. Dementsprechend dürften die Bunten Ebbe-Schichten mit dem späten Gedinnium beginnen und Teile des Siegeniums umfassen. Das Vorkommen des Keratophyrtuffs K2 (Sundhelle-Vulkanit) im oberen Teil der Bunten Ebbe-Schichten bietet eine Möglichkeit, diesen Schichtenabschnitt weiträumig zu verfolgen.

Etwa 20 km südöstlich des Ebbe-Sattels kommen in den Kernschichten des Müsener Hortes noch einmal frühunterdevonische Schichten an die Erdoberfläche. Sie beginnen mit dem höheren Teil der Silber-Formation, die den zuvor erwähnten Hüinghausen-Schichten ähnlich ist. Die Silber-Formation wird von den ca. 1400 m mächtigen, von marinen Makrofossilien gänzlich freien Müsen-Schichten überlagert. Sie konnten nur mithilfe von Sporen dem Gedinnium zugeordnet werden. Eine weitere Untergliederung in drei Abschnitte ist aufgrund ihrer markant unterschiedlichen Gesteinszusammensetzung möglich (s. Tab. 2). Die an grauen, seltener roten Tonsteinen reichen Ziegenberg-Schichten lassen sich mit dem unteren Teil der Bredeneck-Schichten am Ebbe-Sattel vergleichen, die an grobklastischem Material reichen Kindelsberg-Schichten mit dem oberen Teil der Bredeneck-Schichten. Die Martinshardt-Schichten erinnern durch ihre dominierende Rotschiefer-Fazies an die Bunten Ebbe-Schichten. Die Müsen-Schichten gehören mit ihrem mittleren und oberen Abschnitt dem zunehmend landfesten Teil der Delta-Schüttungen im südlichen Vorfeld des Old-Red-Kontinents an.

Siegen-Schichten des Siegener Trogs

Die mit Beginn des Siegeniums verstärkte Anlieferung von Sand und Ton lässt ein breit gefächertes Flussdelta im Küstensaum des nordwestlich gelegenen Old-Red-Kontinents entstehen. Unter ständiger Absenkung des Meeresbodens wurden im Bereich des heutigen Siegerlandes 5000 – 6000 m tonig-sandige Sedimente in einem ausgedehnten Spezialtrog, dem Siegener Trog, angesammelt. Diese enorme Sedimentanhäufung erfolgte in dem relativ kurzen Zeitraum von 4 – 5 Mio. Jahren.

Der Siegener Trog ist das Typusgebiet des mittleren Teils des Unterdevons, des Siegeniums. Im Lauf der Erforschungsgeschichte konnten mithilfe faunistischer und lithologischer Kriterien die meist recht fossilarmen Gesteine in Untere,

Tabelle 3
Stratigraphische Gliederung des Unterdevons im Siegerland (n. THÜNKER 2009)

Serie	Stufe, regional	Schichten	Schichtenfolge				
			nördlich und nordöstlich des Siegener Schuppensattels	östlich des Schuppensattels	südöstlich des Schuppensattels		
Unterdevon	Emsium	Ober-	<i>Orthocrinus</i> -Schichten Harbecke-Schichten mit K6 Bilstein-Vulkanit K5 Obere Remscheid-Schichten Mittlere Remscheid-Schichten mit Herrntrop- u. Veischeide-Vulkanit Untere Remscheid-Schichten	Schameder-Schichten mit K5	Ilsetal-Schichten Mandeln-Schichten	Kieselgallen-Schichten	
			Hauptkeratophyr K4 Rimmert-Schichten				Ebschloh-Schichten mit K4?
		Unte-	Obere Schroersberg-Schichten mit Fahlscheid-Vulkanit K3	Wilgersdorf-Schichten			
			Untere Schroersberg-Schichten				
	Siegenium	Ober-	Obere Siegen-Schichten (Herdorfer Schichten)	Klafeld-Schichten		Feuersbach-Schichten	
				Asdorf-Schichten { Übachtal-Sch. Niederndorf-Sch. Ahe-Sch.	Asdorf-Schichten { Übachtal-Sch. Niederndorf-Sch. Ahe-Sch.		
		Mittel-	Mittlere Siegen-Schichten (Rauhflaser-Schichten)	Siegener Schuppensattel		südöstlich des Schuppensattels	
	Unte-	Untere Siegen-Schichten (Tonschiefer-Schichten)	Freudenberg-Schichten		(Rauhflaser-Schichten)		
			Gosenbach-Schichten				
	Unte-	Untere Siegen-Schichten (Tonschiefer-Schichten)	Freusburg-Schichten		(Rauhflaser-Schichten)		
Eisernhardt-Schichten							
Brüderbund-Schichten							
Hamburg-Schichten			(Hamburg-Schiefer)				
Betzdorf-Schichten			(Hengsbach-Sandstein)				
Hengsbach-Schichten	(Mudersbach-Schiefer)						
Kirchen-Schichten							
Mudersbach-Schichten							
Gilberg-Schichten							
???							

Mittlere und Obere Siegen-Schichten gegliedert werden. Das entspricht der historischen, auf lithologischer Basis erstellten Dreiteilung in Tonschiefer-, Rauhflaser- und Herdorfer Schichten. Das Siegenium ist heute eine traditionelle Regionalstufe, die vom biostratigraphisch mittels Conodonten definierten, international gültigen Pragium hinsichtlich ihrer Abgrenzung zum Emsium abweicht.

Die Siegen-Schichten sind im Zuge der geologischen Kartierung minutiös untergliedert worden. Die Vielzahl der entstandenen lithostratigraphischen Einheiten, die sich zum Teil nur wenig unterscheiden, wird textlich nicht im Einzelnen dargestellt. Sie ist Tabelle 3 zu entnehmen. Für das Verständnis der Ablagerungsvorgänge im Siegener Delta ist die zuvor genannte Dreigliederung maßgebend.

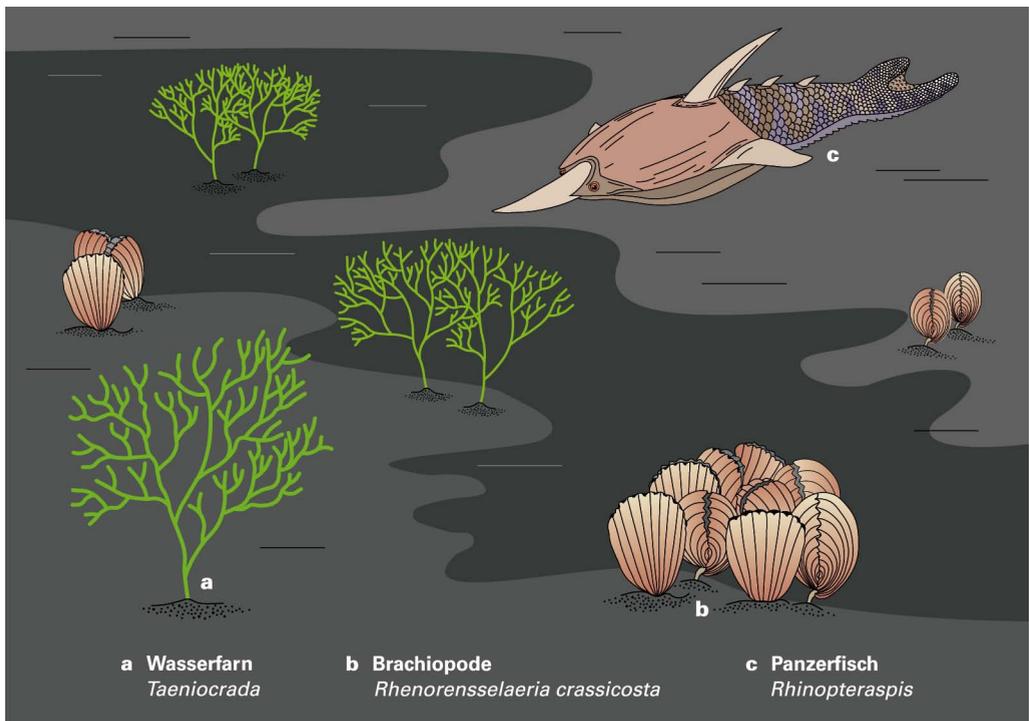
Die Unteren Siegen-Schichten gehen im Norden des Siegerlandes (TK 25: Blatt 4913 Olpe u. 4914 Kichhundem) aus den Rotschiefern des Gedinniums als graue Ton- und Schluffsteinabfolgen mit Toneisenstein-Konkretionen hervor. Sie sind bis auf wenige Einschaltungen von Sandstein-Bankfolgen bestimmend für das Bild der Unteren Siegen-Schichten. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in den Kernschichten des Siegener Schuppensattels südwestlich von Siegen (TK 25: Blatt 5113 Freudenberg u. 5114 Siegen). Dort beträgt ihre Mächtigkeit etwa 1000 m.

Die Unteren Siegen-Schichten enthalten sowohl Pflanzenreste als auch eine Schalenfauna. Bei den Pflanzen sind Nacktfarne (Psilophyten) wie die unter Wasser wachsende *Taeniocrada* häufig. Die spärliche Schalenfauna beschränkt sich auf ganz bestimmte Gattungen von Brachiopoden und Muscheln. Brachiopoden wie *Rhenorenselaeria crassica* gehö-

ren der sogenannten Globithyriden-Fazies an, die für sehr flache, oft brackische oder zeitweilig trockenfallende Küstengebiete charakteristisch ist. Nicht nur in den Unteren Siegen-Schichten, sondern auch in jüngeren Schichten des Siegeniums kommen Reste primitiver Fische vor, die bevorzugt lagunäre Bereiche des Deltas bewohnten (Abb. 20).

Die Mittleren Siegen-Schichten haben ihr Hauptverbreitungsgebiet im mittleren Teil des Siegerlandes (TK 25: Blatt 5013 Kreuztal, 5014 Hilchenbach, 5113 Freudenberg u. 5114 Siegen). Sie bilden eine sehr charakteristische Abfolge von Bänder- und Flaserschiefern, die zu der alten Bezeichnung „Rauhflaser-Schichten“ geführt hat. Flaserschiefer sind dunkelgraue, schluffige Tonsteine, in die in sehr regelmäßigen Abständen von wenigen Zentimetern durchgehende Lagen und flach linsenförmige Fasern von Feinsandstein eingeschaltet sind. Umgekehrt können Sandsteine auch tonige Fla-

Abb. 20: Lebensbild aus dem Unterdevon-Delta (nach SCHEMM-GREGORY & JANSEN 2007)



sern aufweisen. Die flaserig-bänderige Gesteinsausbildung ist für den mittleren Teil des Siegeniums überaus typisch und weist auf intensive Strömungen während der Ablagerung der Sedimente hin.

Daneben treten in diesen Schichtenfolgen auch Gesteinspartien mit sehr geringer Sonderung von Ton- und Sandkomponenten auf. Schließlich sind auch 10 – 20 m mächtige Sandstein-Bankfolgen am Aufbau der Schichten beteiligt. Die Mächtigkeit der Einzelglieder der Mittleren Siegen-Schichten ist stark schwankend; die durchschnittliche Gesamtmächtigkeit wird auf 1000 m geschätzt.

Die Fauna der Mittleren Siegen-Schichten hat im Gegensatz zu derjenigen der Unteren und Oberen Siegen-Schichten einen deutlichen marinen Einschlag; Individuen- und Artenzahl sind aber sehr klein. Bezeichnend für ein marines Milieu sind Brachiopoden wie *Acrospirifer* und – allerdings selten auftretend – Trilobiten wie *Homanolotus*. Dazu kommen großwüchsige Muscheln und Spurenfossilien. Brachiopoden der Gattung *Rhenorenselaeria* fehlen dagegen fast völlig. Auch der Fossilinhalt zeigt, dass die Mittleren Siegen-Schichten im strömungsintensiven marinen Außenbereich des Unterdevon-Deltas abgelagert worden sind.

Die Oberen Siegen-Schichten umrahmen nördlich und südlich des Siegener Schuppensattels die älteren Siegen-Schichten. Dementsprechend treten sie in einer Nordwest- und in einer Südost-Fazies auf, die sich im Sandgehalt der einzelnen Schichtglieder unterscheiden. Charakteristisch für die Oberen Siegen-Schichten ist die schlechte Sonderung der Korngrößen, die sich in schluffig-feinsandigen Tonsteinen auf der einen Seite und in tonigen Sandsteinen auf der anderen Seite zeigt. Die Mächtigkeit der von Tonsteinen dominierten Nordwest-Fazies beträgt etwa 2500 m. Sie geht nach Südwesten im südlichen Bergischen Land in die Wahnbach-Schichten (s. Rheinisches Schiefergebirge, Tl. 2) über. Die Liefergebietsferne Südost-Fazies ist mit mehr als 1200 m

ebenfalls sehr mächtig und führt häufiger Sandsteine.

In der Schalenfauna der Oberen Siegen-Schichten sind Brachiopoden der Gattung *Rhenorenselaeria* wieder häufiger als in den liegenden Schichten. Ansonsten ist die Fauna der Nordwest-Fazies derjenigen der Mittleren Siegen-Schichten ähnlich, beschränkt sich aber auf wenige Einzelfunde. Dies kann als ein rascher Wechsel zwischen marinen und weniger marinen (brackischen) Bedingungen gedeutet werden. Die Schichten der Südost-Fazies sind dagegen von einer reichen marinen Schalenfauna geprägt. Die großen Faziesunterschiede zeigen sehr deutlich die Gesamtausdehnung des Siegener Deltas.

Wie in heutigen großen, sedimentreichen Flussdeltas sind innerhalb des unterdevonischen Deltas im südlichen Vorfeld des Old-Red-Kontinents Bereiche unterschiedlicher Sedimentanlieferung, Wassertiefe und -salinität zu unterscheiden (vgl. Abb. 22). Die Deutung der Sedimentstrukturen und der fossilen Flora und Fauna ermöglicht eine Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse und ihrer Veränderung über die Zeit. So ist in der Gesamtfolge der Siegen-Schichten ein Übergang von einer Sedimentbildung im inneren Teil des Deltas mit Buchten, Lagunen und brackischen Bereichen (Untere Siegen-Schichten) zu einer Ablagerung im äußeren, marinen Teil des Deltas (Delta-Front) während der Zeit der Mittleren Siegen-Schichten zu beobachten. Das Pendel schwingt in den Oberen Siegen-Schichten wieder zurück zu weniger marinen Bedingungen. Dieser im Vergleich zum offenen Meer ökologisch eingeschränkte Lebensraum in relativer Festlandnähe war das maßgebliche Entwicklungsgebiet für primitive Panzerfische sowie Pflanzen und damit für die stammesgeschichtlichen Vorläufer unserer heutigen Wirbeltiere und Gefäßpflanzen.

Der zum Siegener Delta gehörende offene, etwas tiefere Meeresbereich, in den sich das Delta von Nordwesten aus vorbaute, liegt heute, von jüngeren Devon-Schichten verhüllt, südlich des Siegerlandes.

Exkurs: Unterdevon-Delta

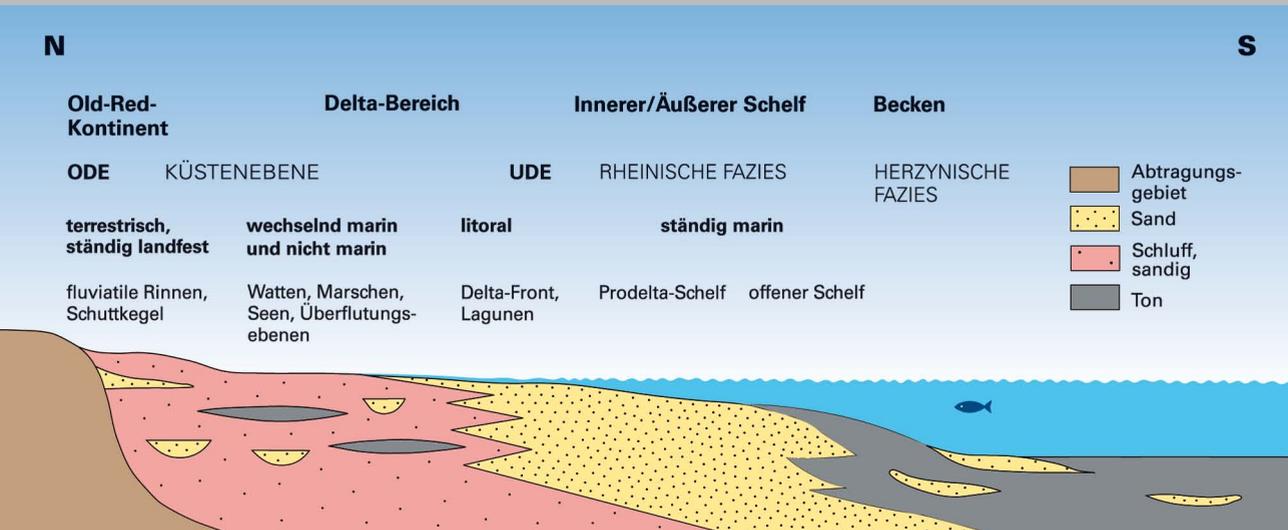
Während des Siegeniums und des Emsiums erstreckte sich südöstlich vor den terrestrischen Schwemmebenen des Old-Red-Kontinents ein ausgedehnter Land/Meer-Übergangsbereich in Gestalt eines großen Flussdeltas. In Anlehnung an die heutigen Verhältnisse kann diese devonzeitliche Küstenlandschaft in eine Obere (ODE) und eine Untere Delta-Ebene (UDE) gegliedert werden (Abb. 21).

Die Obere Delta-Ebene war der Bereich der weiten Schwemmebenen mit fluviatilen Rinnen. Deren Ablagerungen sind heute im Gebiet des Ebbe-Sattels zu finden. Die Untere Delta-Ebene des Siegener Deltas war der Einflussbereich der Gezeiten. Hier entwickelten sich Wattflächen mit Prielen sowie Marschen mit Gezeitenkanälen.

Weiter meerwärts konnten sich abgeschnürte Lagunen bilden, die von fluviatil herangeführten Sandmassen aufgefüllt wurden (Abb. 22). Ablagerungen beider Bereiche kommen im Siegener Trog vor.

Während die Obere Delta-Ebene der bevorzugte Bildungsbereich von fossilereen Rotsedimenten war, kamen in der Unteren Delta-Ebene unter brackischen Bedingungen vor allem graue Sedimente mit Resten von Pflanzen und nicht vollmarinen Tieren wie Muscheln und Panzerfischen vor. Der Außenbereich des Deltas wurde seewärts von der ständig mit Meerwasser bedeckten Delta-Front begrenzt. Dort wurden vor allem sandige Sedimente mit der Gezeitenströmung transportiert und konnten sich in Mündungsbarren anhäufen.

Abb. 21: Schnitt durch den Küstensaum des Old-Red-Kontinents zur Zeit des Unterdevons



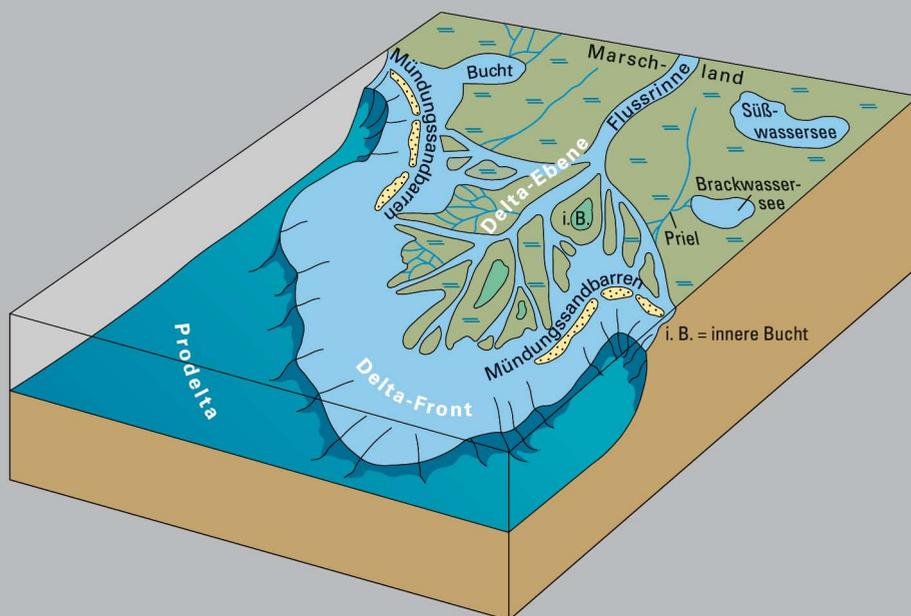


Abb. 22: Das Unterdevon-Delta im Blockbild (nach WALLISER & MICHELS 1983, überarbeitet)

Siegenium bis Emsium

Am Ebbe-Sattel wird der Schichtenstapel zwischen den Bunten Ebbe-Schichten und dem markanten, weitverbreiteten Bezugshorizont des Hauptkeratophyrs K4 von einer mehrere hundert Meter mächtigen Abfolge aus Sand- und Tonsteinen gebildet. Früher als Rimmert-Schichten bezeichnet, werden sie heute in einen unteren Abschnitt aus dicken Sandsteinpaketen mit grauen Ton- und Schluffsteinen, die Pasel-Schichten, und einen oberen Abschnitt, die Siesel-Schichten, zweigeteilt (s. Tab. 2). Die Pasel-Schichten sind mit etwa 300 m gering mächtig, wenn man bedenkt, dass sie die mehrere tausend Meter mächtigen Schichten des Siegener Trogs zeitlich vertreten.

Die etwa 400 m mächtigen Siesel-Schichten sind sehr vielgestaltig und führen neben grauen und roten Tonsteinen im obersten Teil quar-

zitische Sandsteine und grobe Quarzkonglomerate (Rimmert-Quarzit). Bezeichnend sind auch Horizonte von vulkanischen Keratophyrtuffen (Schwarzenberg-Vulkanite), die wohl Äquivalente des Fahlenscheid-Vulkanits (K3; s. im Folgenden) darstellen. Die Siesel-Schichten enthalten in ihrem unteren Teil auch Horizonte von Schwarzschiefern mit Resten von Panzerfischen. Die gesamte Schichtenfolge ist überwiegend festländisch und nur episodisch marin. Eine genaue Grenzziehung zwischen Siegenium und Unterem Emsium ist mangels geeigneter Fossilien nicht möglich.

Im Gebiet nördlich und nordöstlich des Siegener Schuppensattels folgen über den Oberen Siegen-Schichten wieder Ablagerungen, die sich durch ihren Gehalt an Rotschiefern und hellen Quarziten von den grauen Delta-Ablagerungen in ihrem Liegenden abheben. Diese Schroersberg-Schichten genannte Abfol-

ge des Unteremiums führt Muscheln, Panzerfisch-, Riesenkrebs- und Pflanzenreste sowie mit dem Fahlenscheid-Vulkanit (K3) einen Keratophyr-Horizont von 10 – 50 m Mächtigkeit. Der Vulkanit zeichnet sich durch das Vorkommen von „verschweißten“ Glasaschentuffen aus, die für vulkanische Glutströme (Ignimbrite) charakteristisch sind. Der Fahlenscheid-Vulkanit führt als Besonderheit mehrere Zentimeter große Chalzedonmandeln.

Mit den Schroersberg-Schichten kam die Entwicklung des Siegener Deltas zum Abschluss. Über die noch brackisch-lagunären Oberen Siegen-Schichten stießen Schichten mit Rotschiefern vor, die eine kurze Phase festländischer Ablagerungsbedingungen signalisieren. Der

Rimmert-Quarzit (s. zuvor) dokumentiert eine Aufarbeitungsphase am Beginn einer marinen Transgression.

Überregional sind die Schroersberg-Schichten mit den marin kaum beeinflussten Bensberg-Schichten des südlichen Bergischen Landes zu vergleichen (s. Rheinisches Schiefergebirge, Tl. 2). Über den etwa 300 m mächtigen Schroersberg-Schichten folgen bis zum Hauptkeratophyr noch die fossilarmen, insgesamt bis 250 m mächtigen Rimmert-Schichten. Diese setzen sich zum großen Teil aus Quarzit-Bänken zusammen, die aufgrund überregionaler Korrelation mit dem Ems-Quarzit der Eifel an der Basis des Oberemiums gleichgesetzt werden.

Exkurs: Unterdevonischer Vulkanismus

Während des gesamten Unterdevons war das Meeres- und Küstengebiet im heutigen Sauerland und Wittgensteiner Land Schauplatz eines explosiven untermeerischen Keratophyr-Vulkanismus. Da er nur phasenweise und – an geologischen Zeiträumen gemessen – nur kurzzeitig auftrat, bilden die entstandenen Gesteine hervorragende Leithorizonte. Die Keratophyr-Horizonte tragen lokale Bezeichnungen, die wichtigsten von ihnen werden von unten nach oben mit K1 bis K7 durchgezählt.

Ihre weite Verbreitung erlangten die Keratophyre durch die Art ihrer Ablagerung: Neben unter Wasser oder unter Sedimentbedeckung ausgetretenen Laven gibt es auch explosiv ausgestoßene und dabei mit Sediment vermischte vulkanische Aschen. Gerade solche als Tuffe bezeichnete Vulkanite wurden durch Strömungen im Meer und sicher auch über die

Luft weiträumig verbreitet. Der Gehalt an vulkanischen Glasaschen führte zu der heute typischen tonig-weißen Verwitterung, die die Horizonte im Gelände leicht erkennbar und verfolgbar macht. Dagegen sind die nicht explosiv entstandenen Keratophyre vorherrschend rötlich bis gräulich gefärbt.

Der unterdevonische Keratophyr-Vulkanismus dokumentiert eine Zeit tektonischer Unruhe. Die Absenkung der sedimentierten Sand- und Tonmassen führte zu einer Aufweitung des Untergrundes mit kilometertiefer Spaltenbildung. Diese reichte so tief, dass – wie später auch im Eifelium – aufgeschmolzene Gesteinsmassen mit keratophyrischer Zusammensetzung aus Magmenkammern des oberen Erdmantels an die Erdoberfläche aufsteigen und als Lava ausfließen konnten.

Etwa zu Beginn des Oberemsiums ließen die klastischen Schüttungen stark nach. Gleichzeitig kam es zur weitflächigen Ablagerung des im Schnitt 120 – 150 m mächtigen Hauptkeratophyrs, auch Hauptvulkanit oder K4 genannt. Mit mindestens 2000 km² hat er von allen im Betrachtungsraum vorkommenden Keratophyren die größte flächenhafte Verbreitung.

Der Hauptkeratophyr (K4) ist ein weitgehend dickbankiges bis massiges, dichtes, blassrotes Gestein, das kaum Quarz- oder Feldspateinsprenglinge, dafür aber mineralgefüllte Hohlräume enthält. Es handelt sich um einen sogenannten Felsokeratophyr, ein quarzreiches, wenig kristallisiertes vulkanisches Gestein mit oft schlierenartigem Aufbau. Begleitet wird es von grauen Keratophyrtuffen mit vulkanischen Aschebröckchen (Lapilli), feinkörnigen tuffitischen Gesteinen sowie von vulkanisch unbeeinflussten grauen Tonsteinen. Die tuffitischen Gesteine bestehen aus umgewandelten vulkanischen Glasaschen mit beigemengten klastischen Quarzen und Tonsteinfragmenten.

Der petrographische Variantenreichtum des Hauptkeratophyrs belegt unterschiedliche Arten der Ablagerung beziehungsweise der Platznahme des vulkanischen Materials. Der weitverbreitete Felsokeratophyr ist auf dem Meeresgrund – zum Teil auch unter einer Sedimentdecke – ausgetreten und schnell erstarrt. Die Keratophyrtuffe sind dagegen bei vulkanischen Explosionen im oder außerhalb des Meerwassers entstanden. Eins von wahrscheinlich mehreren Eruptionszentren der Vulkanite lag im oberen Lenne-Gebiet, südlich und südöstlich von Kirchhundem. Dort erreicht der Hauptkeratophyr eine Mächtigkeit von 300 m. Östlich und südöstlich des Siegener Schuppensattels ist er nur noch sporadisch vertreten oder in sedimentär aufgearbeiteter Form erhalten. Nach Westen reicht seine Ausdehnung bis in den Raum Engelskirchen. Auch im Ebbegebirge ist er weiträumig verbreitet und zeichnet durch seinen Ausstrich an der Geländeoberfläche die Sattelstruktur eindrucksvoll nach.

Aus den Äquivalenten der Schroersberg- und Rimmert-Schichten, den Ebschloh-Schichten (s. Tab. 3), gehen auf dem Gebiet der TK 25: Blatt 5015 Erndtebrück schrittweise von Norden nach Süden graue Ton- und Sandsteine vom Typus der Oberen Siegen-Schichten hervor. Ganz im Südosten treten zwei recht mächtige Quarziteinschaltungen auf – der Kalteiche- und der Dillbrecht-Quarzit in den Höllberg-Schichten der TK 25: Blatt 5016 Ewersbach (s. Tab. 3). Die Quarzite werden als küstenparallele Sandbarren gedeutet, in denen toniges Sandmaterial in flachem Wasser zu reinen Quarziten ausgewaschen worden ist. Früher sind diese Quarzite mit dem Ems-Quarzit des Mittelrheingebietes gleichgesetzt worden.

Über dem Hauptkeratophyr folgen sowohl am Ebbe-Sattel als auch nördlich des Siegener Schuppensattels die Remscheid-Schichten (Tab. 2/3). Sie werden überwiegend von blaugrauen Ton- und Schluffsteinen aufgebaut, in die sich besonders in der Mitte der Schichtenfolge feinkörnige Sandsteine einschalten. Die Remscheid-Schichten erreichen südlich des Ebbe-Sattels eine Mächtigkeit von schätzungsweise 500 m, im nördlichen Vorfeld des Müsener Horstes (TK 25: Blatt 4914 Kirchhundem) noch etwa 300 – 400 m. Dort sind sie dreigeteilt und enthalten auch mehrere saure Vulkanit-Horizonte: den Herrntrop-, den Veische- und den Bilstein-Vulkanit (K5), der die Grenze zu den überlagernden Harbecke-Schichten bildet. Noch weiter nach Osten, auf der TK 25: Blatt 4915 Wingshausen, erlaubt der Kapplerstein-Vulkanit die Abtrennung der den Remscheid-Schichten sehr ähnlichen Bilsburg-Schichten.

Die Remscheid-Schichten sind im Vergleich zu ihren gröber klastischen Liegendschichten in bestimmten Lagen sehr fossilreich. Sie führen zahlreiche Gattungen und Arten von Brachiopoden, Muscheln, Schnecken und Ostrakoden. Auffällig ist das fast völlige Fehlen von Bryozoen und Korallen. Dagegen sind Pflanzenreste nicht selten und können im unteren Teil der Schichtenfolge kohlige Brandschieferlagen bil-

den. Der sehr tonige obere Teil ist weitaus fossilreicher und führt zusätzlich Trilobiten, orthocone Cephalopoden und Tentakuliten. Die biostratigraphische Datierung der Hauptmasse der Remscheid-Schichten bleibt aber trotz des Fossilreichtums schwierig, da die Fauna eher eine Aussage über die nicht vollmarine Fazies als über das oberemische Alter der Schichten macht.

Die Remscheid-Schichten dokumentieren einen Meeresvorstoß nach Nordwesten, in einen Raum, der zuvor durch festländische Ablagerungen geprägt war. Tonsteindominanz, häufige Anreicherungen von Muschelschalen und Pflanzenresten weisen auf einen sehr flachen, zeitweise trockenfallenden Meeresraum zur Ablagerungszeit der Unteren Remscheid-Schichten hin, der dem heutigen Wattenmeer vergleichbar ist. Von den Unteren zu den Oberen Remscheid-Schichten nimmt der Meereseinfluss deutlich zu. Die Sedimentationsgeschwindigkeit im Emsium ist sehr viel kleiner als die des Siegeniums im Siegener Delta. In etwa 15 Mio. Jahren entstanden Sedimente mit einer Mächtigkeit von rund 1500 m, die nach dem Verschwinden des Siegener Deltas das Bett für den klastischen Schelf der Mitteldevon-Zeit vorbereiteten.

Über den Remscheid-Schichten folgen am Ebbe-Sattel die Emsium/Eifelium-Übergangsschichten, auch *cultrijugatus*-Schichten genannt (s. S. 48: Tab. 2). Die Schichtenfolge ist nur 70 – 80 m mächtig und auf dem Gebiet der TK 25: Blatt 4811 Meinerzhagen sehr vielgestaltig aufgebaut. Es treten von unten nach oben Sandsteine und dunkle Tonsteine, fossilreiche dunkelgraue Tonmergelsteine mit Brachiopoden und Bryozoen sowie Korallen-Stromatoporen-Kalksteine auf. Die Grenze Emsium/Eifelium wird an der Basis der Tonmergelsteine vermutet. Die Schichten führen eine vollmarine Fauna. Sie dokumentieren damit die Transgression des Meeres in einen Raum, in dem zuvor terrestrische oder marginal marine Schichten abgelagert worden waren.

Weiter nach Nordosten schieben sich am Südrand des Ebbe-Sattels über den Remscheid-

Schichten noch die Harbecke-Schichten mit dem Vulkanit-Horizont K6 ein. Sie beginnen am Nordrand des Siegener Schuppensattels oberhalb des dortigen Bilstein-Vulkanits (K5). Die Mächtigkeit der Harbecke-Schichten liegt bei etwa 90 – 300 m. Ihr unterer Teil wird von einer Wechselfolge aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen gebildet, während im oberen, weniger mächtigen Teil kalkhaltige Tonsteine vorherrschen. Die Harbecke-Schichten sind insgesamt recht fossilreich und führen Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Tentakuliten, Trilobiten und Krinoiden. Durch die Alterseinstufung der Fossilien ist die schon der Rheinischen-Schelf-Fauna des Mitteldevons sehr ähnliche Fauna noch als oberemisch anzusprechen. Im Verlauf des Oberemiums vollzieht sich auch am Nordrand des Siegener Schuppensattels eine marine Transgression.

Den Abschluss der unterdevonischen Schichtenfolge bilden die *Orthocrinus*-Schichten (Tab. 2 u. 3). Faunistischen Untersuchungen zufolge reichen sie bis in den untersten Teil des Eifeliums. Die sehr fossilreiche, 70 – 200 m mächtige Schichtenfolge wird von harten kalkigen Ton-, Schluff- und Sandsteinen aufgebaut, die sich durch massenhafte Vorkommen der Krinoidenart *Orthocrinus tuberculatus* auszeichnen. Zu den schon in den Harbecke-Schichten vorkommenden Fossilgruppen treten noch Korallen, Bryozoen und orthocone Cephalopoden. Sie vervollständigen das Bild einer Flachwasserfauna. Vom Bereich nördlich und nordwestlich des Müssener Horstes bis in den Raum westlich von Schmallenberg folgen über den *Orthocrinus*-Schichten Ablagerungen des mitteldevonischen Schelf/Becken-Übergangs.

Die Brabecke-Schichten im Kern des Ostsauerländer Hauptsattels werde aufgrund ihres auffälligen Sandsteingehalts als Äquivalent der *Orthocrinus*-Schichten angesehen. Wegen ihrer abseitigen Lage werden die Brabecke-Schichten nicht in Tabelle 4 aufgeführt.

An der Südostflanke des Latrop-Züscherer Sattels, der als Verlängerung des nach Nordosten

abtauchenden Siegener Schuppensattels gilt, gehen aus den Harbecke- und *Orthocrinus*-Schichten die Langewiese- und Zwistkopf-Schichten hervor (s. Tab. 2). Beide sind reine Tonsteinfolgen von insgesamt über 200 m Mächtigkeit. Sie haben einen relativ hohen Kalkgehalt und führen partienweise schluffig-feinsandige Anreicherungen. Die Fauna ist recht uneinheitlich und zeigt bei den Brachiopoden sowohl stärker berippte, großwüchsige Vertreter der Rheinischen-Schelf-Fazies als auch kleine, glattschalige Formen der herzynischen Becken-Fazies. Die Grenze Emsium/Eifelium wird in den Langewiese-Schichten vermutet.

Von grauen, schluffigen Tonsteinen dominierte Schichten des höheren Oberemsiums reichen nach Nordosten bis auf das Gebiet der TK 25: Blatt 4817 Hallenberg. Dort sind die Keratophyr-Horizonte K6 und K7 ausgebildet. Die ältesten dort aufgeschlossenen Schichten enthalten Toneisenstein-Knollen und ähneln dadurch den nachfolgend erwähnten Mandeln-Schichten.

Östlich und südöstlich des Siegener Schuppensattels bis an den Rand der Dill-Mulde ändert sich die Schichtenfolge des Oberemsiums allmählich (s. Tab. 3). Aus den Remscheid- bis *Orthocrinus*-Schichten gehen Schichtenfolgen hervor, die von kalkhaltigen Tonsteinen dominiert werden und teils Toneisenstein-Konkretionen (Mandeln-Schichten), teils Kieselgallen (Ilsetal- u. Kieselgallen-Schichten) und zum Teil einzelne Kalksteinbänke (Schammer-Schichten) aufweisen. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Schichten liegt bei je 200 m.

Die sogenannten Kieselgallen sind mineralogisch gesehen apatit- und chlorithaltige Kieselsäure-Konkretionen. Der Phosphatgehalt des Apatits kann als Folge des Aufstiegs von phosphorreichem Tiefenwasser entlang des Schelf-Randes gedeutet werden. Die Fauna der zuvor genannten Schichten besteht aus Tentakuliten, Styliolinen, hornschaligen Brachiopoden, orthoconen Cephalopoden und Ostrakoden. Das

zeigt, dass diese Schichten im äußersten Osten des Betrachtungsraumes der herzynischen Becken-Fazies angehören. Der Übergangsbereich zwischen dem in Entstehung begriffenen Schelf des höheren Oberemsiums und dem Becken im Südosten dürfte im Bereich des Latrop-Züscheener Sattels gelegen haben.

Mitteldevon – Schelf-, Übergangs- und Becken-Fazies im Sauerland

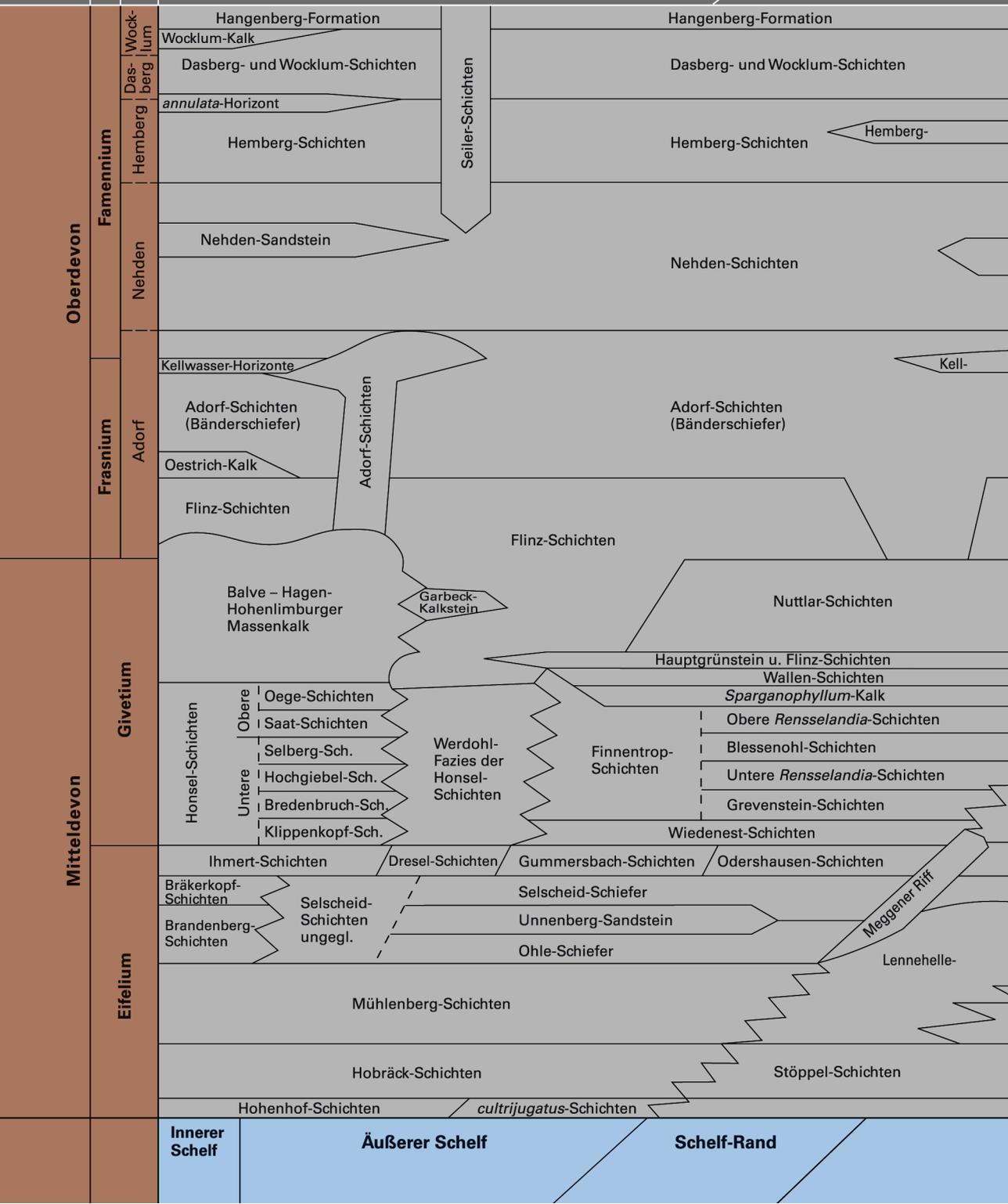
So vielgestaltig wie die Landschaften des rechtsrheinischen Schiefergebirges sind auch seine stratigraphisch-faziellen Teilräume, die die Grundlage der geologischen Beschreibung bilden. Besonders ausgeprägt ist diese Faziesdifferenzierung im Mitteldevon, dessen Schichten vor allem das Sauerland aufbauen (Tab. 4).

Bei den Mitteldevon-Schichten ist eine deutliche Trennung zwischen dem westlichen und nördlichen Sauerland mit seinen sandigen Schelf-Ablagerungen und dem östlichen Sauerland mit dem Vorherrschen von tonig-schiefrigen Becken-Ablagerungen festzustellen. Zwischen dem westlichen und östlichen Sauerland liegt das bis in das frühe Oberdevon reichende Massenkalkvorkommen von Attendorn. Massenkalk entstand aus den kalkigen Relikten unzähliger Riffforallen und ist auch am Nordrand des Sauerlandes bei Brilon und Warstein, zwischen Balve und Hagen-Hohenlimburg sowie im Bergischen Land, an der Nordflanke des Remscheider Sattels, verbreitet.

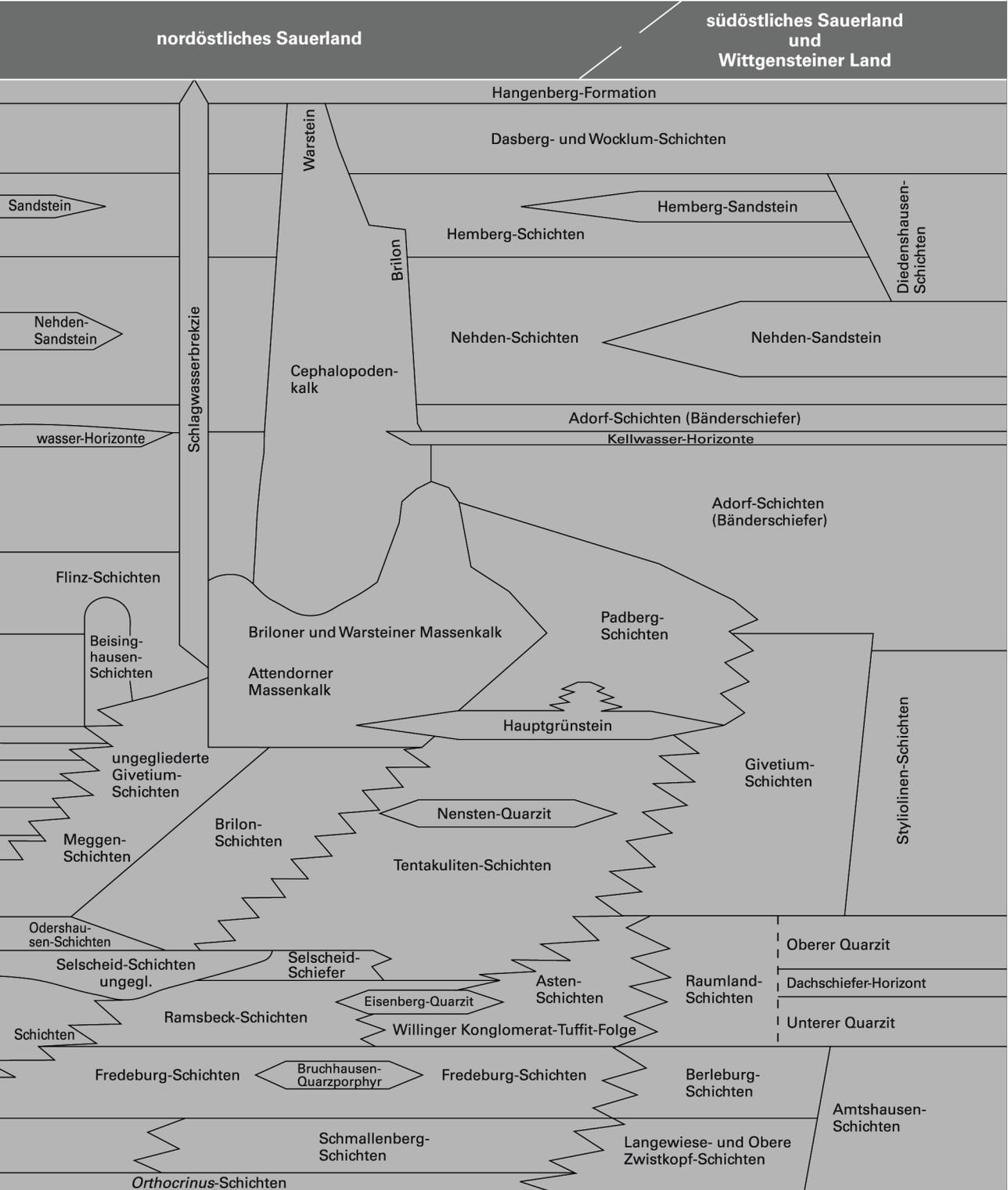
Der mitteldevonische Schelf-Rand wird durch die östliche Grenze der sandigen Flachwasserablagerungen des Schelfs markiert. Er zieht sich von Brilon nach Südwesten in Richtung Attendorn-Elsper Doppelmulde und noch darüber hinaus (s. Abb. 23). Die Grenze zwischen Schelf und Becken ist nicht linienhaft, sondern als Übergangszone ausgebildet. Das Becken mit seiner größeren Wassertiefe ist die Domäne toniger Gesteine, die heute alle mehr oder weniger stark geschiefert sind.

Tabelle 4

nordwestliches Sauerland



Stratigraphische Gliederung des Mitteldevons und Oberdevons im Sauerland und Wittgensteiner Land



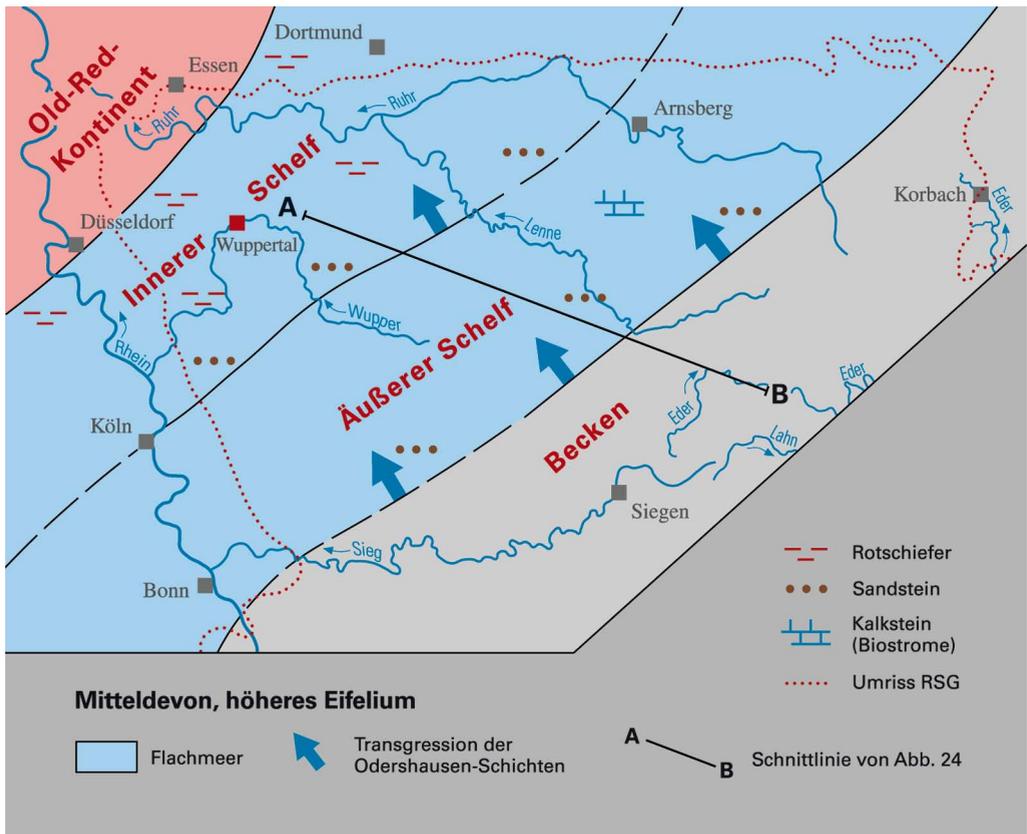
**Eifelium des Mitteldevon-Schelfs
im westlichen Sauerland**

In der Modellvorstellung des Unterdevon-Deltas (s. S. 56: Abb. 21; Abb. 23) sind nur die Delta-Front und das seawärts angrenzende Prodelta die Bereiche, in denen die Sedimentbildung im Flachwasser unter ständig marinen Bedingungen erfolgte. Diese Zonen gewannen im Mitteldevon an Bedeutung. Die Ablagerungen – speziell der Sand – konzentrierten sich nicht nur auf die engeren Delta-Bereiche, sondern sie wurden küstenparallel über große Flächen verteilt. Es bildete sich ein ausgedehntes Flachmeer (Schelf-See), in dem sandige, schluffige und tonige Sedimente mit einer unterschiedlich ausgeprägten marinen Fauna abgelagert wur-

den. Sedimentation und Absenkung hielten sich die Waage, sodass sich rund 4000 m klastische Sedimente in etwa gleichbleibender Wassertiefe abgelagern konnten.

Dieser sogenannte Rheinische Schelf ist, seinem Abstand zum festen Land entsprechend, in den Inneren und den Äußeren Schelf gegliedert (Abb 23). Der Innere Schelf umfasst den küstennäheren Ablagerungsraum, in dem Sande und Schluffe mit eingeschränkt mariner Fauna sowie Rotsedimente abgesetzt wurden. In diesem Bereich kam es auch zu einem wiederholten Wechsel zwischen Meer und Land. Dagegen dominieren auf dem Äußeren Schelf kalkhaltige Sande und Tone mit reicher mariner Bodenfauna. Der Äußere Schelf des Devon-Mee-

Abb. 23: Paläogeographie des Mitteldevons



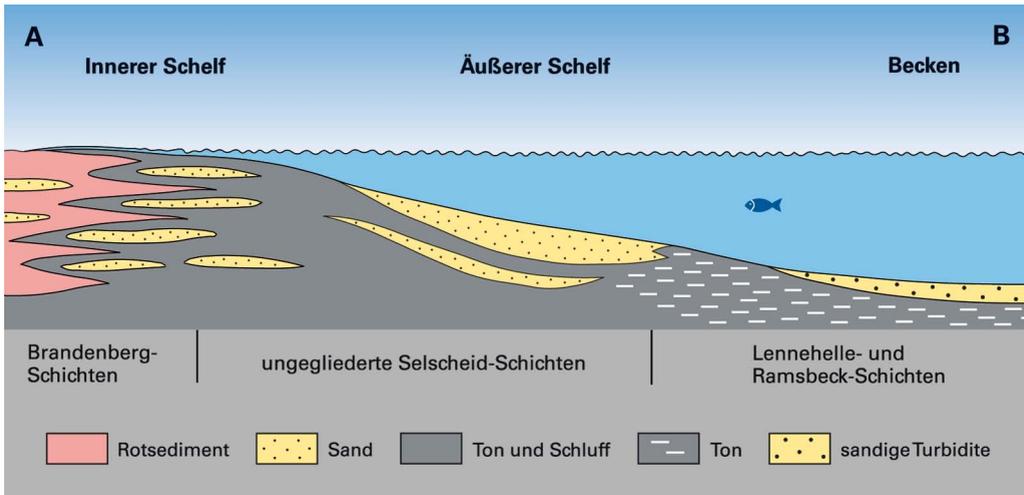


Abb. 24: Faziesprofil durch Schelf und Becken zur Zeit des Mitteldevons

res lässt sich mit der heutigen Nordsee und ihren Wassertiefen zwischen 25 und 100 m vergleichen. Das Wattenmeer der Nordsee einschließlich heute eingedeichtem Marschland ist der dazugehörige Land/Meer-Übergangsbereich des Inneren Schelfs.

Am Beispiel der Brandenburg-Schichten und ihrer Äquivalente lässt sich diese Differenzierung zeitgleicher Ablagerungen in küstennah und küstenfern gut verdeutlichen (Abb. 24). Die Schelf-Ablagerungen nehmen weite Teile des Bergischen Landes und des westlichen Sauerlandes ein, wogegen die Becken-Ablagerungen – Stöppel-, Lennehelle- und Ramsbeck-Schichten, die tonigen ungegliederten Selscheid-Schichten sowie Odershausen- und Fredeburg-Schichten, die früher als Wissenbacher Schiefer oder Wissenbach-Schichten zusammengefasst wurden – erst weiter östlich im Sauerland auftreten. Für sie wird eine Bildung im dem Schelf vorgelagerten Becken mit Wassertiefen um 200 m und mehr angenommen. Begrifflich entsprechen Schelf und Becken bezüglich der Ablagerungstiefe dem Gegensatz von neritisch (Flachwasser) und pelagisch (offenes Meer) sowie bezüglich der Fauna dem Gegensatz von rheinisch und herzynisch.

Die Schelf-Ablagerungen des Eifeliums und des Givetiums sind geprägt von drei großen Sandschüttungen, die zum Aufbau mächtiger sandsteindominierter Schichtenfolgen geführt haben. Es sind dies die Mühlenberg- und die Unnenberg-Schichten (hier Unnenberg-Sandstein genannt) des Eifeliums sowie die Honsel-Schichten des Givetiums. In Zeiträumen verminderter oder fehlender Sandschüttung lagerten sich ebenfalls mächtige Schichtenfolgen aus Ton- und Schluffsteinen, wie beispielsweise der Ohle-Schiefer, ab.

Die sandigen Gesteinseinheiten auf der einen Seite und die tonig-schluffigen auf der anderen haben jeweils ähnliche sedimentologische wie auch paläontologische Eigenschaften, das heißt, sie sind jeweils unter ähnlichen faziellen Bedingungen wie beispielsweise Wassertiefe und Strömungsintensität abgelagert worden.

Viele der auf dem Schelf abgelagerten Sandsteine dokumentieren anhand ihrer Sedimentstrukturen, dass sie das Ergebnis eines einmaligen Ablagerungsvorgangs sind. Das zeigt sich an einer Abnahme der Korngröße von unten nach oben (Gradierung) in einer mehrere Dezimeter mächtigen Bank und einer speziellen Form der Schrägschichtung, „hummocky cross

stratification“ genannt. Die Strukturen deuten darauf hin, dass der bereits auf dem Schelf abgelagerte Sand durch tief greifenden Seegang bei Sturmfluten wieder aufgewirbelt, lateral transportiert und dann langsam wieder zu einer Sandbank abgelagert worden ist. Weniger hoch energetischer Sandtransport führt zur Ausbildung von Strömungsrippeln, die oft auf der Oberfläche von Sandsteinbänken zu finden sind.

In Phasen geringerer Strömungsgeschwindigkeit konnten sich auf dem sandigen Substrat des Meeresbodens Krinoidenrasen, Brachiopoden, Muscheln und sogar kleine Korallen ansiedeln. Eine nachfolgende Sandschüttung infolge starker Meeresströmungen hat dann oft die Besiedlung wieder erodiert oder in Form von Schilllagen zusammenschwemmt. Ein Beispiel dafür sind die Krinoidenanreicherungen in den Mühlenberg-Schichten (Abb. 25) oder die Schilllagen des Brachiopoden *Rensselandia* (früher *Newberria*) im Innenberg-Sandstein.

Am Beispiel der Mühlenberg-Schichten lässt sich das enorme Ausmaß der ersten großen Sandschüttung des Mitteldevons demonstrieren. Wenn man die Faltung der Schichtung

rechnerisch „ausbügelt“, ergibt sich ein überwiegend sandiger Fazieskörper von mindestens 2000 km² Fläche. Hunderte von Kubikkilometern Sand sind zur Zeit der Mühlenberg-Schichten vom Old-Red-Kontinent durch Flüsse an die Küste transportiert und dort im flachen Schelf-See verteilt worden. Aus dem ursprünglich heterogenen Abtragungsmaterial entstand durch vielfache Umlagerung und dabei erfolgter Korngrößensortierung ein schluffiger Feinsand, der spätere „Mühlenberg-Sandstein“.

Das während der drei großen Schüttungsphasen auf dem Äußeren Schelf verteilte Sandmaterial ist bis auf wenige Ausnahmen recht einheitlich zusammengesetzt. Die Sandkörner bestehen überwiegend aus eckigem Quarz, untergeordnet aus Feldspäten. Die zwischen 0,05 und 0,1 mm großen Quarzkörner sind zum Teil quarzitisch miteinander verzahnt, zum Teil auch durch dünne Tonmineralfilme voneinander separiert. Ein geringer Gehalt an Kalzium-Magnesium-Eisen-Karbonat-Mineralen ist oft vorhanden. Er bewirkt bei der Verwitterung eine Braunfärbung durch die Bildung von fein verteilten Eisenoxiden. Das Ausmaß der Kornverzahnung und der Karbonatgehalt bestimmen die Eignung der Sandsteine für die Verwendung als Baustoff.

Abb. 25: Krinoiden im Sandstein der Mühlenberg-Schichten



Zwischen den Hauptschüttungsphasen der Sandsteine lagerten sich Ton- und Schluffsteine, oft schwach karbonathaltig und mit Einschaltungen von dünnen Sandsteinlagen, ab. In ihnen kommen die wichtigsten Vertreter der Rheinischen Schelf-Fauna vor. In den tonig-sandigen Ablagerungen sind Spuren von im Sediment wühlenden Organismen nicht selten, insbesondere vertikale Grabbauten vom *Diplocraterion*- und *Skolithos*-Typ. Dünnlagige, sandig-tonige Wechselfolgen können durch solche Verwühlung völlig entschichtet sein.

Der Fossilinhalt ist sehr groß und wird von Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Krinoiden, Korallen, Bryozoen, Ostrakoden, Tentakuliten und Trilobiten bestimmt. Brachiopoden bilden oft Schalenpflaster oder sind zu dünnen Kalksteinbänken akkumuliert. Die Zusammensetzung

zung ist als eine marine Flachwasserfauna typisch für die meisten Ablagerungen des Äußeren Schelfs. In den sandarmen Phasen kommt es auch vielfach zur Ausbildung von Biostrom-Horizonten aus Korallen und Stromatoporen. In ihrem Umfeld zeigen die Tonsteine ihre größte Faunenführung.

Die Schichtenfolge des Eifeliums beginnt im Märkischen Oberland mit dem oberen Teil der Hohenhof-Schichten. Diese Schichtenfolge überschreitet die Unterdevon/Mitteldevon-Grenze. Im nördlichen Faziesgebiet, im Bereich des Remscheid-Altenaer Sattels, sind die Hohenhof-Schichten äußerst fossilarm, monoton zusammengesetzt und sehr mächtig – insgesamt alles Eigenschaften, die auf eine sehr landnahe Entstehung im Bereich des Inneren Schelfs hindeuten. Die überwiegend roten und grünen, zum Teil auch grünlich grauen, schluffigen Tonsteine mit wenigen Sandsteinen enthalten an der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Sattels – von Westen nach Osten zunehmend – graue, sandflaserige Tonsteine. Südlich des Sattels findet im Raum Wipperfürth ein Übergang zu mergelig-sandigen Schichten statt, die dort wegen des vorkommenden charakteristischen Brachiopoden *Paraspirifer cultrijugatus* auch *cultrijugatus*-Schichten genannt werden. Im Gegensatz zum Verbreitungsgebiet der Rotschiefer ist somit im Raum Wipperfürth eine biostratigraphisch gestützte Aussage über die Grenze zwischen Emsium und Eifelium möglich.

Im südlichen Faziesgebiet beginnen die Schichten des Eifeliums ebenfalls mit dem oberen Teil der Hohenhof-Schichten. Die Schichtenfolge lässt sich, ausgehend vom Raum Overath, am gesamten Außenrand der Unterdevon-Verbreitung im südlichen Bergischen Land bis in das westliche Sauerland verfolgen. Sie erfährt dabei von Westen nach Osten einige Veränderungen in ihrer Gesteinsausbildung.

Im äußersten Westen – bei Ruppichteroth – noch reich an Kalksteinen, wird der obere Teil der Hohenhof-Schichten nach Osten zu sehr schnell von Tonsteinen dominiert. Die maximal

80 m mächtige Schichtenfolge besteht aus dunkelgrauen und graugrünen, selten roten Tonsteinen. Darin schalten sich im unteren Teil einige Sandsteine und im oberen Teil vermehrt kalkhaltige Gesteine wie die fossilreichen „milden Krinoidenschiefer“ ein.

Nach Osten zu nimmt der Sandgehalt des eifelischen Teils der Hohenhof-Schichten weiter ab. Die Tonstein-Schichten an der Basis des Eifeliums östlich von Olpe werden als Stöppel-Schichten bezeichnet. Diese bestehen im frischen Zustand aus schwarzen bis schwarzgrauen, dunkelblaugrauen, kalkhaltigen, geschieferten Tonsteinen. Schluffige Tonsteine treten ebenfalls auf. Der Fossilreichtum der Stöppel-Schichten ist ihr charakteristisches Erkennungsmerkmal. Neben der ganzen Skala typischer Schelf-Besiedler sind besonders Trilobiten und Brachiopoden individuen- und artenreich vertreten, darunter einige, die für das Eifelium bezeichnend sind.

Im westlichen Sauerland folgen über den basalen Schichten des Eifeliums die Hobräck-Schichten. Sie sind dort deutlich weniger mächtig und deutlicher marin als in ihrem nördlich gelegenen Typusgebiet im Märkischen Oberland.

Die Hobräck-Schichten sind im nördlichen Faziesgebiet in ihrer küstennächsten Ausbildung anzutreffen. Dies dokumentiert sowohl ihr Gesteinsaufbau als auch ihr Fossilinhalt. Die Schichtenfolge besteht an der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Sattels überwiegend aus grauen, sandflaserigen und sandgebänderten, schluffigen Tonsteinen, die besonders in ihrem unteren Teil noch Rotschiefer-Horizonte enthalten, während im oberen Teil auch Horizonte aus bankigen Sandsteinen eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit der Hobräck-Schichten liegt zwischen 800 und 1000 m.

Der Fossilinhalt, besonders der grauen, sandigen Tonsteine, wird von Brachiopoden der Gattung *Trigleria* und von Muscheln wie *Modiomorpha*, *Myalina* und *Nucula* dominiert. Diese Faunenzusammensetzung ist stratigraphisch wenig bezeichnend, deutet jedoch auf einen zeitweilig

nicht vollmarinen Lebensraum innerhalb der Delta-Front im Bereich des Inneren Schelfs hin (vgl. S. 56: Abb. 21 u. S. 65: Abb. 24). Funde des Brachiopoden *Productella subaculeata* und der Pantoffelkoralle *Calceola sandalina* waren erforschungsgeschichtlich wichtig, da durch sie die Zugehörigkeit der Hobräck-Schichten zum tieferen Mitteldevon erstmals nachgewiesen werden konnte.

Südlich des Ebbe-Sattels, etwa südöstlich der Linie Kierspe – Marienheide, enthalten die Hobräck-Schichten deutlich weniger Sandsteine und Rotschiefer. Dort herrschen sehr fossilreiche, schwach kalkhaltige, graue Tonsteine der Prodelta-Fazies des Äußeren Schelfs vor (vgl. Abb. 21 u. S. 64: Abb. 23). Diese Gesteinsausbildung leitet zum Faziesgebiet des westlichen Sauerlandes über.

Führen die Hobräck-Schichten im südlichen Bergischen Land noch Sandsteine und biostromatische Kalkstein-Horizonte, so werden sie im westlichen Sauerland immer monotoner von fast sandsteinfreien, schwach kalkhaltigen, schluffigen, grauen Tonsteinen aufgebaut. Sie sind nicht mehr so fossilreich wie die Schichten im Liegenden, haben aber eine ähnliche Faunenzusammensetzung mit einem deutlichen Vorherrschen von Brachiopoden. Bemerkenswert ist auch die Abnahme der Mächtigkeit von 500 m bei Lindlar und Kürten auf etwa 200 m bei Gummersbach, Drolshagen und Olpe. Dabei nimmt die lithologische Ähnlichkeit mit den liegenden *cultrijugatus*-Schichten (Oberemium – tiefstes Eifelium) zu, sodass eine Trennung nicht überall durchgeführt werden kann.

Die nächstjüngere lithostratigraphische Einheit, die Mühlenberg-Schichten, hat im westlichen Sauerland eine ähnlich weite Verbreitung wie die Hobräck-Schichten. Sie reicht vom Märkischen Oberland (Remscheid-Altenaer Sattel) im Norden bis zur Bigge-Talsperre im Süden, wo die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten auskeilen und in die Becken-Fazies übergehen.

Anders als die unter- und überlagernden Schichten sind die Mühlenberg-Schichten in weitge-

hend ähnlicher Ausbildung über große Teile des westlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges verbreitet. Sie sind durch ihren Reichtum an Sandsteinbänken gekennzeichnet und dokumentieren den ersten Höhepunkt der Sand-schüttungen auf dem Rheinischen Schelf zur Zeit des unteren Mitteldevons. Ihre Mächtigkeit scheint im Norden stärkeren Schwankungen unterworfen zu sein – sie variiert dort zwischen 300 und 600 m.

Trotz der insgesamt lithologischen Gleichförmigkeit der Mühlenberg-Schichten gibt es im Süden einige Besonderheiten. So lassen sich Teilhorizonte mit hohem Anteil an bankigen Sandsteinen von Wechsellagerungen aus Tonsteinen mit dünnbankigen Sandsteinen unterscheiden. Im Bereich von Gummersbach, Drolshagen und Olpe liegt in der Mitte der Sandsteinfolge ein grauer, recht fossilreicher, 100 – 200 m mächtiger Tonstein-Horizont, die Bänderschieferzone. Sie dokumentiert eine länger andauernde Phase ohne Sandschüttungen.

Eine weitere Besonderheit im südlichen Faziesgebiet der Mühlenberg-Schichten ist die starke Zunahme der Mächtigkeit: Von etwa 500 m im Raum Gummersbach steigt sie im Raum Drolshagen auf über 750 m an und erreicht schließlich nördlich von Olpe mehr als 1000 m.

Als nächstjüngere eifelische Schichten sind im Bereich des Remscheid-Altenaer Sattels die Brandenburg-Schichten verbreitet. Durch große Steinbrüche aufgeschlossen, ist ihre Zusammensetzung relativ gut bekannt (Abb. 26). Charakteristisch für sie ist das zum Hangenden hin vermehrte Auftreten von roten und rot-grün gefleckten Ton- und Schluffsteinen. Sie enthalten an wenigen Stellen karbonatische Konkretionen, die als Reste fossiler Bodenbildungen (calcretes) gedeutet werden und auf zeitweilig festländische Ablagerungsbedingungen hindeuten. Die dickbankigen bis plattigen Sandsteine sind tonhaltig, von grünlich grauer bis blaugrauer Farbe und meist fein-, gelegentlich auch grobkörnig. Es treten auch Konglomerate mit umgelagerten Fossilresten auf. Bestimmte Sandsteine enthalten auch winzige aufgearbei-

tete Tonsteinfragmente, die zu hellen Punkten im Gestein verwittern. Rotsedimente wie Sandsteine treten in mehr oder weniger intensiver Wechsellagerung mit grünlich grauen, schluffigen bis feinsandstreifigen Tonsteinen auf.

Die intraformationellen Konglomeratlagen werden als erosive Prielverlagerungen innerhalb eines brackisch-marinen Küstenbereichs gedeutet. Das spiegelt sich in gewissem Umfang auch in der Zusammensetzung des klastischen Detritus wider. Während es sich bei den Sandsteinen des Äußeren Schelfs durch fortwährende Umlagerung im marinen Flachwasser um gut aufbereitete Quarzsandsteine handelt, sind die Sandsteine der Brandenburg-Schichten wegen ihres Gehaltes an Tonbestandteilen und Feldspat eher als „unreif“ zu bezeichnen.

Der Fossilinhalt der Brandenburg-Schichten zeigt neben der biostratigraphisch wenig bezeichnenden Schalenfauna (v. a. Muscheln) auch zahlreiche Fisch- und Pflanzenreste sowie Spurenfossilien. Ein Teil der Pflanzen ist am Einbettungsort in einem terrestrischen Boden gewachsen, wie Durchwurzelungen bereits abgestorbener Pflanzenreste zeigen.

Der Fossilinhalt und die Sedimentstrukturen charakterisieren die Brandenburg-Schichten als eine typische Ablagerung des Inneren Schelfs mit subaquatischer Ablagerung im Seichtwasserbereich. Zeitweilige marine oder festländische Phasen mit Süßwasser-Lebensräumen sind typisch für einen ausgedehnten, sich ständig verändernden Land/Meer-Übergangsbereich.

Über den Brandenburg-Schichten folgen die Bräkerkopf-Schichten, mit denen die sandigen Schüttungen des Eifeliums ein Ende finden. Sie umfassen in einer Mächtigkeit von etwa 100 m eine Wechselfolge von Sandsteinen und nun nicht mehr roten, sondern grauen, fossilführenden und sandgebänderten Tonsteinen. Sie kündigen die Wiederkehr mariner Verhältnisse im höchsten Eifelium an.

Der laterale Übergang von der marginal marinen, landnahen Fazies der Brandenburg-



Abb. 26: Abbau in den bunten Brandenburg-Schichten; Lethmate-Lasbeck

Schichten zu zeitgleichen marinen Ablagerungen ist im westlichen Sauerland beziehungsweise dem angrenzenden Bergischen Land zu beobachten (s. Abb. 23). Die Übergangszone lässt sich anhand der verschiedenen Fazies der Schichten nördlich und südlich der Lüdenscheider Mulde in deren Untergrund vermuten. Die Zone erstreckt sich dann weiter in südwestlicher Richtung bis in den Raum von Kürten und Lindlar. Dort gehen die Brandenburg-Schichten von Westen nach Osten in die dreigeteilten Selscheid-Schichten über, die sich aus dem liegenden Ohle-Schiefer, darüber dem Unnenberg-Sandstein und abschließend dem Selscheid-Schiefer zusammensetzen (s. Tab. 4). Der begrifflichen Verwirrung, die sich aus der gleichen Bezeichnung der Gesamtschichtenfolge und eines Teils derselben ergibt, wird durch die ergänzende Nennung des Hauptgesteins (Ohle-Schiefer, Unnenberg-Sandstein, Selscheid-Schiefer) abgeholfen.

Der laterale Faziesübergang erfolgt dergestalt, dass die „bunte“ Brandenburg-Fazies zunächst schrittweise in die grauen Tonsteine der ungegliederten Selscheid-Schichten übergeht, in die sich erst etwas weiter östlich der Unnenberg-Sandstein einschaltet und so die zuvor genann-

te Dreiteilung zulässt. Diese Schichtenfolgen erstrecken sich von Gummersbach bis an die Bigge-Talsperre nördlich von Olpe. Östlich davon kommt es zu weiteren beträchtlichen Änderungen der Litho- und Biofazies.

Die dreigeteilten Selscheid-Schichten beginnen mit dem Ohle-Schiefer. In der Umrandung der Gummersbacher Mulde besteht er aus einer 150 – 400 m mächtigen Folge von grauen, meist sandarmen, unterschiedlich kalkhaltigen Tonsteinen mit bereichsweise reicher Makrofauna (Abb. 27).



Abb. 27: Trilobit *Gerastos cuvieri* und Bryozoenfächer aus dem Ohle-Schiefer © MARTIN BASSE

Der darüber folgende, bis zu 400 m mächtige Unnenberg-Sandstein entwickelt sich über eine Wechselfolge aus Ton- und Sandsteinen aus dem Ohle-Schiefer. Dieser Übergang dokumentiert die Entwicklung von tonigen Schelf-Sedimenten mit reichem Bodenleben hin zu Sandkörpern, die in schneller Folge als küstennah wandernde Sandbänke, zuweilen auch als Sturmflutbildungen (s. im Folgenden) abgelagert worden sind.

Der Unnenberg-Sandstein ist in wechselnder Mächtigkeit und Ausbildung beiderseits des Ebbe-Sattels und südlich der Gummersbacher Mulde verbreitet. Am Nordrand des Ebbe-Sat-

tels ist er südlich von Werdohl erstmals anzutreffen, nachdem er weiter südwestlich durch die Ebbe-Überschiebung tektonisch unterdrückt wird. Nach Nordosten zu quert er die Lenne und keilt westlich von Endorf in einer unregelmäßigen Wechselfolge aus Ton- und Sandsteinen, den ungegliederten Selscheid-Schichten, aus. Diese gehen dann südlich von Endorf, bei Eslohe, in die gleich alten Becken-Ablagerungen der Ramsbeck-Schichten über (s. S. 73).

Auf dem Nordflügel sowohl der Gummersbacher als auch der Attendorner Mulde überwiegen im Westen reine Sandsteinfolgen, die nach Osten in eine Tonstein-Sandstein-Wechselfolge übergehen, die an die zuvor genannten ungegliederten Selscheid-Schichten anschließt. Auf dem Südflügel der Gummersbacher Mulde gehen die Sandsteine bei Bergneustadt-Wiedenest zunächst ebenfalls in eine Tonstein-Sandstein-Wechselfolge und schließlich weiter östlich, ab Bergneustadt-Pernze, in Bänderschiefer mit Sandsteineinschaltungen über.

Mit dem Selscheid-Schiefer kehrt die ruhige, überwiegend tonige Schelfsedimentation zurück. Im südlichen Bergischen Land, genauer am Südwestende der Gummersbacher Mulde, beginnt die etwa 100 m mächtige Folge des Selscheid-Schiefers bereichsweise mit einem gering mächtigen Biostrom, das dem obersten Horizont des Unnenberg-Sandsteins aufsitzt. Darüber folgen tonige, schwach kalkhaltige, gut geschichtete Schluffsteine von dunkelgrauer, verwittert grünlich grauer Farbe, mit spärlicher Fossilführung. Die anschließende Hauptmasse des Selscheid-Schiefers besteht aus schluffarmen, kalkhaltigen Tonsteinen. Sie sind deutlich fossilreicher als der untere Teil, aber nicht ganz so fossilreich wie der Ohle-Schiefer.

Als jüngster Teil des Eifeliums folgen Schichten, die früher zum Selscheid-Schiefer gerechnet wurden und später als Odershausen-Schichten (früher auch Tentakuliten-Schiefer) von ihm abgetrennt worden sind. Diese Schichten zeigen im Übergang vom westlichen Sauerland zum südlichen Bergischen Land berner-

kenswerte Faziesunterschiede. Im Osten herrschen sehr dunkle Tonsteine vor, die nur Organismen des offenen Meeres wie Tentakuliten und Styliolinen, aber keine bodenbewohnenden Schalenfaunen enthalten. Diese in pelagischer Fazies (= Herzynische Fazies des offenen Meeres) vorliegenden späteifelischen Schichten dokumentieren eine kurzzeitige, weitreichende Veränderung im Ablagerungsraum. Das Vordringen des Meeres auf den Rheinischen Schelf hat zu einer größeren Wassertiefe und zum kurzzeitigen Verschwinden der an Flachwasser angepassten neritischen Faunen geführt. Die Transgression reicht, von Südosten kommend, bis in den Westteil der Gummersbacher Mulde.

Weiter nach Westen zu gehören die Sedimente des betreffenden Zeitabschnitts durchgehend der Rheinischen Fazies an. Das zeigt sich an der Zunahme des Kalkgehaltes in Form von „Mergelschiefern“ wie auch am Fossilreichtum und am Sandgehalt.

Die Schichtenfolge bei Gummersbach und Drolshagen vermittelt zwischen dem herzynischen und dem rheinischen Faziesbereich. Über dem Selscheid-Schiefer folgt dort im Niveau der Odershausen-Schichten eine insgesamt 70 m mächtige Schichtenfolge aus grauen, fossil- und kalkhaltigen Tonsteinen. In diese Gummersbach-Schichten schaltet sich ein 10 – 20 m mächtiger Horizont aus fossilarmen, harten, schwarzen Tonsteinen ein. Er wird nach Osten auf Kosten der Mergelschiefer mächtiger und lässt sich mit den Odershausen-Schichten der herzynischen Becken-Fazies korrelieren. Neuere, überregionale Grenzfestlegungen mittels Conodonten haben diese Schichten mit „Odershausen-Alter“ als jüngste Schichtenfolge des Eifeliums identifiziert.

Die Schichten mit „Odershausen-Alter“ lassen sich nach Norden bis in das Märkische Oberland verfolgen. Gleichzeitig lässt sich damit auch der Vorstoß der Becken-Fazies bis in dieses Gebiet nachweisen. Unter der Bezeichnung Dresel- beziehungsweise Ihmert-Schichten reichen die um 200 m mächtigen,

dunkelgrauen, tonig-mergeligen Schichten bis in den Raum von Altena und Iserlohn. Die in biostromatischen Kalksteinen im höheren Teil der Schichtenfolge gefundenen Conodonten belegen das eifelische Alter und die Nähe zur Grenze Eifelium/Givetium.

Eifelium des Schelf/Becken-Übergangs

Im westlichen Sauerland ist der Übergang von der Schelf- in die Becken-Fazies innerhalb der Schichten des Eifeliums nur im Gebiet nordöstlich von Olpe bis über Lennestadt hinaus detailliert zu beobachten. Die Mächtigkeit der gesamten Schichtenfolge zwischen den Stöppel-Schichten im Liegenden und den ungegliederten Selscheid-Schichten im Hangenden nimmt dort auf einer Distanz von etwa 10 km in Südwest-Nordost-Richtung auf weniger als ein Zehntel ab. Der Übergang vom südöstlichen Außenrand der Sandschüttungen bis zum Becken – vereinfachend als Schelf-Rand bezeichnet – dürfte auf einen nur wenige Kilometer breiten Bereich des Meeresbodens beschränkt gewesen sein.

Die Mächtigkeitsreduktion erscheint im zuvor bezeichneten Gebiet besonders markant, weil die davon betroffenen sandsteinreichen Mühlenberg-Schichten und der Unnenberg-Sandstein von Westen her bis Olpe mächtiger geworden sind. Anstelle einer zu erwartenden kontinuierlichen Mächtigkeitsabnahme durch Auskeilen der Sandschüttungen in Richtung Osten, auf das Becken zu, scheint der Außenrand des Schelfs dort durch einen Sedimentationstrog gekennzeichnet zu sein.

Das stratigraphische Niveau vor allem der Mühlenberg-Schichten besetzen nach deren Auskeilen nordöstlich von Olpe die Lennehelle-Schichten. Die zwischen 100 und 300 m mächtige Schichtenfolge zeichnet sich durch einen äußerst geringen Sandsteinanteil beziehungsweise durch das starke Vorherrschen von Tonsteinen in der Form von Bänderschiefern aus. Die wenigen Sandsteine und Kalkknollen innerhalb der reinen Tonsteine haben keine rei-

che, von Brachiopoden dominierte Schelf-Fauna mehr, sondern es treten verstärkt Elemente der Herzynischen Fazies – vor allem Cephalopoden und Tentakuliten – auf.

In ihrem weiteren Verlauf, nach Nordosten zu, geht der untere Teil der Lennehelle-Schichten westlich von Schmallenberg in die noch sandärmeren Fredeburg-Schichten über. Der obere Teil der Lennehelle-Schichten wird nach wenigen Kilometern entlang des Südostrandes der Attendorn-Elsper Doppelmulde von sandarmen ungliederten Selscheid-Schichten ersetzt, die als kalkfreie, maximal 500 m mächtige Bänderschiefer mit Styliolinen ausgebildet sind. Ihre Fauna lässt einen herzynischen Einfluss erkennen.

Eifelium des Mitteldevon-Beckens im östlichen Sauerland

Die Schichten des Eifeliums im Schelf/Becken-Übergangsbereich südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde zeigen eine beginnende Dominanz toniger Gesteine. Sie werden als Äquivalente der im Lahn-Dill-Gebiet (Hessen) vorkommenden Wissenbach-Schichten (früher Wissenbacher Schiefer) angesehen. Heute werden sie

Abb. 28: Stark geschieferte Tonsteine der Fredeburg-Schichten; südlich von Winterberg



vielerorts in zahlreiche lokale Untereinheiten gegliedert, deren Tonsteine in der Regel stark geschiefert sind (Abb. 28). Zu ihnen gehören die zuvor erwähnten Stöppel- und Lennehelle-Schichten, die tonigen ungliederten Selscheid-Schichten sowie die Oderhausen- und die Fredeburg-Schichten. Sie gehen im Gebiet beiderseits des Ostsauerländer Hauptsattels in andere Schichten über. Dabei erhöht sich ihre Mächtigkeit durch die zunehmende Einschaltung von Quarziten. Daraus ist der Schluss zu ziehen, dass der Schelf/Becken-Übergangsbereich einen stärker geneigten Meeresboden hatte, der als Schelf-Hang bezeichnet werden kann. Auf ihm wurden Schluffe und Sande lediglich transportiert und nicht abgelagert. Ihr Transport, oder besser ihre Eigenbewegung im Gefälle des Schelf-Hangs, ist als Sediment-Wasser-Suspension erfolgt. Demzufolge zeigen viele der im Becken abgelagerten Quarzite die Sedimentstrukturen von Turbiditen.

Die Stöppel-Schichten lassen sich bis in den Raum von Schmallenberg verfolgen. Erst dort entwickeln sich daraus die Schmallenberg-Schichten, die sich durch ihren Gehalt an Feinsandlagen von den Stöppel-Schichten unterscheiden. Die Schmallenberg-Schichten werden, wie viele Becken-Ablagerungen, von graublauen, schluffigen Tonsteinen beherrscht, die neben den Feinsandlagen auch knollenförmige, feinsandig-schluffige Karbonateinschlaltungen haben. Ton-, Schluff- und Sandanteil sind in dieser Schichtenfolge relativ schlecht entmischt.

Die Fossilführung der Schmallenberg-Schichten ist spärlich. Sie verarmt von Westen nach Osten und nimmt dabei immer mehr einen herzynischen Charakter mit wenigen kleinwüchsigen und glattschaligen Brachiopoden sowie zahlreichen Tentakuliten und Styliolinen an. Die Grenzziehung zum Oberemium ist im Westen, wo im Liegenden die *Orthocrinus*-Schichten auftreten, anhand von Leitformen noch möglich. Nach Osten zu wird dies schwieriger, zumal eine Verzahnung mit den stufenüberschreitenden Langewiese- und Oberen Zwistkopf-Schichten stattfindet. Diese unterschei-

den sich von den Schmallenberg-Schichten nur in Nuancen und gehen nach Süden in die ebenfalls von Tonsteinen dominierten eifelischen Amtshausen-Schichten über.

Vom unteren Teil der Lennehelle-Schichten spaltet sich nach Osten zu eine von Tonsteinen dominierte Schichtenfolge ab – die Fredeburg-Schichten. Ihre Mächtigkeit nimmt von Westen nach Osten auf etwa 400 m zu. Bei größerer Mächtigkeit ist eine Zweiteilung zu erkennen. Die Unteren Fredeburg-Schichten bestehen aus dunkelblaugrauen bis schwarzgrauen Tonsteinen, die wegen ihrer Armut an schluffigen und feinsandigen Bestandteilen sehr intensiv geschiefert sind. Die Oberen Fredeburg-Schichten sind dagegen schluff- und karbonathaltig und führen Horizonte von schluffkörnigen oder feinsandigen Quarziten. Die Faunenführung ist spärlich, herzynisch geprägt und biostratigraphisch nicht bezeichnend. Aus karbonatischen Knollen konnten jedoch Conodonten des mittleren Eifeliums gewonnen werden. Die Fredeburg-Schichten gehen weiter nach Südosten zu in die etwas sandärmere, relativ monotone Tonsteinabfolge der Berleburg-Schichten über. In den Steinbrüchen bei Raumland konnten darin jedoch drei Tuff- und Tuffiteinschaltungen mit bis zu 2 m Mächtigkeit nachgewiesen werden. Zudem führt die Abfolge im oberen Bereich Kalkkonkretionen mit bis zu 2 m Durchmesser.

Der höhere Teil der Lennehelle-Schichten geht nach Osten erst in die Ramsbeck-, später in die Asten-Schichten und südöstlich des Latrop-Züschener Sattels in die Raumland-Schichten über. Sie sind wieder deutlich sandreicher als die Lennehelle-Schichten und folgen jeweils über den Fredeburg- beziehungsweise den Berleburg-Schichten. Die Ramsbeck-Schichten sind durch den Erzbergbau im Typusgebiet gut bekannt und daher minutiös gegliedert. Charakteristisch für die etwa 300 m mächtige Gesteinsfolge sind sowohl bankige Quarzit-Horizonte als auch Wechselfolgen aus Tonstein und Quarzit sowie Krinoiden führende Tonsteine. Der Eisenberg-Quarzit östlich der Die-

meltalsperre ist ein Äquivalent von Quarziten der Ramsbeck-Schichten.

Die Asten- und die Raumland-Schichten zeigen wie die Ramsbeck-Schichten sandreiche Horizonte in ihrem jeweils unteren und oberen Teil sowie einen sandärmeren Horizont dazwischen. Die sandreichen Horizonte sind Wechselfolgen von bankigen Quarziten mit Tonsteinen, wobei sandärmere Partien je nach tektonischer Position auch die Qualität von Dach-schiefern haben können. Die Quarzite sind meist schluff-, seltener feinsandkörnig und bestehen überwiegend aus kornverzahntem Quarz, untergeordnet aus Feldspat, beides in einer stark zurücktretenden ton- oder karbonathaltigen Matrix.

Die Quarzitbänke weisen ein umfangreiches Inventar an Sedimentstrukturen auf, das typisch für eine turbiditische Ablagerung ist: Korngrößen- und Gradierung sowohl an der Basis als auch im oberen Teil einer Bank, laminare Parallelschichtung, Ballen- und Kissen-Strukturen (ball and pillow), Wickelschichtung (convolute bedding), Schleifmarken, Sohlmarken, Sandsteingänge (clastic dykes) und Lebensspuren (Abb. 29).

Abb. 29: Lebensspuren (Ichnofossilien) auf der Unterseite einer Quarzitbank in den Berleburg-Schichten; Quarzitwerke Raumland, Bad Berleburg





Abb. 30: Riesen-Konkretionen aus den Raumländ-Schichten bei Raumländ; aufgestellt vor dem Rathaus in Bad Berleburg

Ein besonderes diagenetisches Phänomen sind kugelige Konkretionen aus karbonatischem, quarzitischem Sandstein, die innerhalb der Quarzitbänke vorkommen können und je nach Bankmächtigkeit einen Durchmesser von bis zu 2 m erreichen (Abb. 30).

Die Fauna der Tonsteine in den Asten- und den Raumländ-Schichten wird wie in den Fredeburg-Schichten von Tentakuliten und Styliolinen geprägt. Nach der Häufigkeit des Vorkommens folgen dann Cephalopoden und kleinwüchsige Brachiopoden sowie sehr selten auch Trilobiten, Ostrakoden und Muscheln. Alle zusammen stellen die autochthonen, aktiv schwimmenden oder planktonisch/epiplanktonisch lebenden Bewohner des herzynischen Stillwasserbereichs im Becken dar. Dagegen sind die Schalenanhäufungen von Brachiopoden in den Quarziten mit Turbiditen vom Rheinischen Schelf in das Becken eingeschwemmt worden.

Nördlich des Ostsauerländer Hauptsattels bildet der Selscheid-Schiefer das Hangende der Ramsbeck-Schichten. Er wird von etwa 250 m mächtigen, blaugrauen, schwach kalk- und sandhaltigen Ton- und Schluffsteinen mit Brachiopoden, Korallen, Trilobiten, Bryozoen und Krinoiden aufgebaut. Die Fauna spricht für eine

Zugehörigkeit zur Rheinischen Fazies. Darüber folgen die Tentakuliten-Schichten. Sie sind nicht zu verwechseln mit den Tentakuliten-Schiefen, einem Synonym der Odershausen-Schichten, deren stratigraphischer Umfang sehr viel geringer ist.

Die Tentakuliten-Schichten sind deutlich fossilreicher als die Odershausen-Schichten im Bereich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Östlich des Altenbürener Lineaments wird der Selscheid-Schiefer vom unteren, eifelischen Teil der ansonsten überwiegend givetischen Tentakuliten-Schichten aufgenommen.

Givetium des Mitteldevon-Schelfs im westlichen Sauerland

Nach dem Vorstoß der Herzynischen Fazies bis in das heutige Märkische Oberland wird der Beginn des Givetiums vom Einsetzen neuer Sandschüttungen bestimmt. Nach den Mühlenberg-Schichten und dem Unnenberg-Sandstein dokumentieren die Honsel-Schichten die dritte weitverbreitete Sandschüttung des Mitteldevons auf dem Rheinischen Schelf.

Im Märkischen Oberland ist zwischen Hagen und Iserlohn in den Honsel-Schichten ein

markanter Faziesübergang von landnahen und wenig marinen Schichtenfolgen im Westen in Schichten mit deutlich mariner Prägung im Osten zu beobachten. Parallel dazu nehmen der Anteil von Rotschiefern ab und die Fossilführung zu. Dies spiegelt den Gegensatz zwischen Innerem und Äußerem Schelf wider.

Die Möglichkeit der Schichtengliederung ist davon ebenfalls betroffen. Während im Westen die Honsel-Schichten nur in einen unteren, sandsteinreichen Teil und einen oberen, tonsteinreichen Teil zu gliedern sind, lassen sich die Unteren Honsel-Schichten im Osten mehrfach lithologisch unterteilen.

Zwischen Iserlohn und Werdohl beginnen die Honsel-Schichten mit einer mehrere hundert Meter mächtigen Sandschüttung. Sie wird im Norden von den Klippenkopf-Schichten eingeleitet. Deren Sandsteine, die in unterschiedlichem Maße mit Tonsteinen wechsellagern, entsprechen vom Sedimenttyp her den mächtigen Sandschüttungen des Eifeliums.

Über den Klippenkopf-Schichten folgen südlich von Iserlohn die Bredenbruch-Schichten, deren Gesteinsausbildung der der rund 200 m mächtigen Ihmert-Schichten (s. zuvor) nicht unähnlich ist, die allerdings etwas geringer mächtig als diese sind. Darüber folgen die Hochgiebel-Schichten, eine etwa 200 m mächtige Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen mit zum Teil sandgebänderten Tonsteinen sowie vereinzelt linsigen Kalksteinen.

Nächstjüngere Einheit sind die 120 – 220 m mächtigen Selberg-Schichten. Sie beginnen mit einem etwa 20 m mächtigen Rotschiefer, der aufgrund der Färbung bis zu seinem Auskeilen südlich von Sundwig sehr gut zu verfolgen ist. Er markiert einen kurzzeitigen Meeresrückzug der zu quasi landfesten Ablagerungsbedingungen führte. Die nach dem Rotschiefer abgelagerten Gesteine sind abwechslungsreich aus grauen Sand- und Tonsteinbänken, fossilführenden, tonigen Sandsteinlagen mit der Muschelgattung *Avicula* sowie letzten dünnen Rotschieferlagen aufgebaut. Mit diesen Schichten sind die Hauptsandschüttungen innerhalb der

Honsel-Schichten und damit die des Givetiums abgeschlossen.

Es folgen noch die Saat- und Oege-Schichten (= Obere Honsel-Schichten), die fast ausschließlich aus sandarmen, kalkhaltigen, dunklen Tonsteinen in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern bestehen. Sie führen eine reiche Brachiopodenfauna, in der *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens* (Abb. 31) häufig vertreten ist. Dazu kommen Korallen und einzelne Stromatoporen. Sie können erste Ansiedlungen von karbonatproduzierenden Meeresorganismen in Form kleiner Fleckenriffe bilden. Dieser Trend verstärkte sich mit der Zeit und es bildete sich ein ganz neuer Ablagerungsraum – der des Massenkalks.



Abb. 31: Brachiopoden der Art *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens* aus den Oberen Honsel-Schichten; Iserlohn

Die Honsel-Schichten umrahmen den abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattel und bilden dann im Umfeld von Altena und Werdohl den Kern der Lüdenscheider Mulde. Dort ist ihre Untergliederung nur zum Teil wiederzuerkennen, was zu einer andersartigen Gliederung und Benennung als Werdohl-Fazies der Honsel-Schichten geführt hat.

Die von Sandsteinen dominierten, jeweils zwischen 100 und 300 m mächtigen Glieder der

Werdohl-Fazies haben ihr Typusgebiet unmittelbar östlich von Lüdenscheid. Sie treten dort im Wechsel mit tonsteindominanten Schichtenabschnitten von ähnlicher Mächtigkeit wie die Sandsteine auf. Kalksteine aus zusammengeschwemmten Fossilresten sind nicht selten. Ooidische Kalkpartikel (s. im Folgenden) sind in diesem Gebiet noch sehr untergeordnet. Alle Schichtenabschnitte haben eine überaus fossilreiche neritische Fauna, aber nur wenige Formen sind für das Givetium bezeichnend.

Innerhalb der Werdohl-Fazies macht sich von Westen nach Osten ein Wechsel bemerkbar, der im engeren Umfeld von Werdohl seine stärkste Ausprägung zeigt. In die sandigen Sedimente schalten sich als unterschiedlich große Beimengung Kalkooide ein, die auch als alleinige Gesteinskomponente auftreten können. Die rundlichen Ooide haben einen Durchmesser von ca. 0,2 mm und bestehen aus ein bis zwei Kalkschalen. Die länglichen Ooide haben sich jeweils um ein Schalenbruchstück herum gebildet (Abb. 32). Die Ooide entstanden im ständig bewegten, extrem flachen Wasser eines tropischen Meeres im Bereich von schwellenartigen Erhebungen des Meeresbodens. Die Bedingungen für die Ansiedlung eines Korallenriffs waren aber nicht gegeben. Dagegen kommen biostromatische Korallenriffe in den Tonsteinschichtgliedern dieses Faziesbereichs vor.

Die Gesamtmächtigkeit der Werdohl-Fazies beträgt etwa 800 m. Mit ihrem obersten Teil ist auch das Ende der Sandschüttungen erreicht. Eine Gleichaltrigkeit mit dem Ende der Sandschüttungen innerhalb der Oberen Honsel-Schichten bei Iserlohn lässt sich nicht nachweisen.

Die Werdohl-Fazies endet beiderseits der Lüdenscheider Mulde mit schwarzgrauen Tonsteinen. Diese sind sehr fossilarm und enthalten neben kleinwüchsigen Brachiopoden nur eine bestimmte Form von Tentakuliten (*Dacryocorarien*), ein pelagisches Faunenelement des Becken-Bereichs. Aus diesem Grund sind die Schichten auch eher mit den Flinz-Schichten, dem zeitlichen Äquivalent des Massenkalks, zu

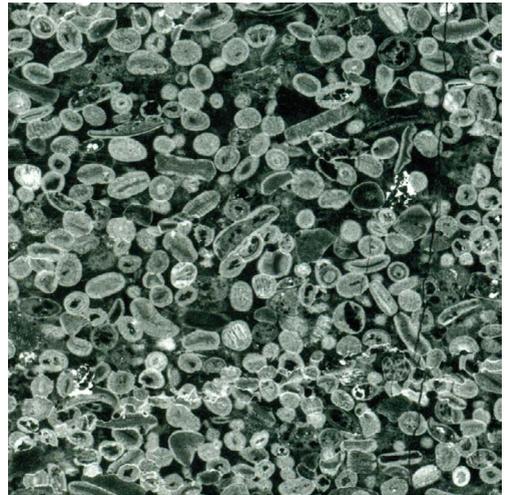


Abb. 32: Oolith – aus Ooiden bestehender Kalkstein – aus der Werdohl-Fazies der Honsel-Schichten; Lennetal bei Werdohl

parallealisieren als mit den ebenfalls an Tonsteinen reichen Oberen Honsel-Schichten.

Das Givetium des südlichen Bergischen Landes und des anschließenden westlichen Sauerlandes beginnt über den Odershausen-Schichten mit den Wiedenest-Schichten. Gemeinsam mit den darüber folgenden Gesteinen der Finntrop-Schichten sind sie das südliche Äquivalent der Unteren Honsel-Schichten. Die Faziesgrenze zwischen beiden Teilgebieten der givetischen Sandschüttungen liegt nördlich von Plettenberg, wo die Kartiereinheiten beider Gebiete recht unvermittelt aneinanderstoßen.

Die südlichen givetischen Sandschüttungen werden von den Wiedenest-, Grevenstein-, Blessenohl- und *Rensselandia*-Schichten aufgebaut. Die Schichten erstrecken sich in vergleichbarer Ausbildung über wenig mehr als 50 km von Gummersbach im Südwesten bis in den Raum von Olsberg im Nordosten. Ihr Fossilinhalt aus Brachiopoden, Muscheln, Trilobiten, Bryozoen, Krinoiden und kleinen Korallen dokumentiert einen vollmarinen Lebens- und Ablagerungsraum auf dem Äußeren Schelf.

Die Wiedenest-Schichten beginnen bereits reichsweit mit einem biostromatischen Kalk-

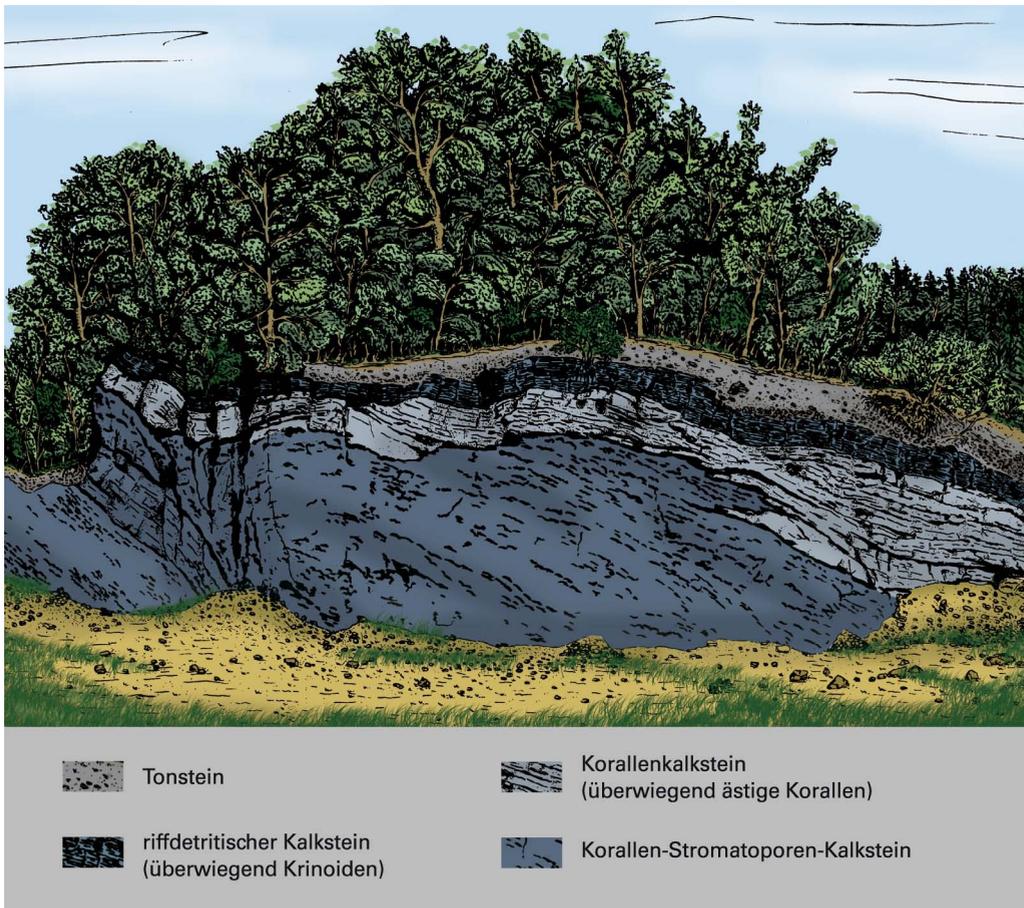
stein-Horizont oder, wenn dieser fehlt, mit tonigen Sedimenten. Der maximal 20 m mächtige Kalkstein wird lokal unterschiedlich von einem krinoidenreichen Korallen-Kalkstein (Gummersbach) oder von einem Korallen-Stromatoporen-Blockriff (Abb. 33) aufgebaut. Die daran anschließende Hauptmasse der Wiedenest-Schichten ist charakterisiert durch eine ausgeprägte Sonderung von sandigen und tonigen Schichtbestandteilen. Das Ergebnis ist eine recht monotone Wechselfolge aus millimeter- bis zentimeterdicken Feinsandsteinlagen mit ebensolchen Tonsteinlagen. Je nach Lagendicke ergibt sich der Eindruck von Bänderschiefern oder dünnbankigen Wechsellagerungen.

Wenn man bedenkt, dass es sich bei den Wiedenest-Schichten um ein Äquivalent der sehr viel küstennäher abgelagerten Klippenkopf-Sandschüttung des Märkischen Oberlandes handelt, ist es naheliegend, die dünnlagigen Gesteine als distale Ausläufer dieser Sandschüttung weit draußen auf dem Äußeren Schelf zu betrachten.

In den Wiedenest-Schichten sind die Einzelkoralle *Microcyclus praecox*, der Trilobit *Dechenella verneuili* und der Brachiopode *Spinatrypa kelusiana* charakteristisch für das Givetium.

Die über den Wiedenest-Schichten folgenden Finnentrop-Schichten sind viergeteilt. Sie

Abb. 33: Das Bredenbrucher Riff; Nordende der Agger-Talsperre, Gummersbach (aus Jux 1960, koloriert)



beginnen mit den bis zu 150 m mächtigen Grevenstein-Schichten. Diese unterscheiden sich von den Wiedenest-Schichten durch eine weitgehend fehlende Sinterung von Ton und Sand. Daraus resultieren dickbankige, feinsandige Ton- und Schluffsteine sowie sandflaserige Tonsteine. Der meist deutliche Kalkgehalt macht die Gesteine verwitterungsanfällig. Zum Hangenden hin nimmt der Sandgehalt der Grevenstein-Schichten zusammen mit der typischen neritischen Fauna zu.

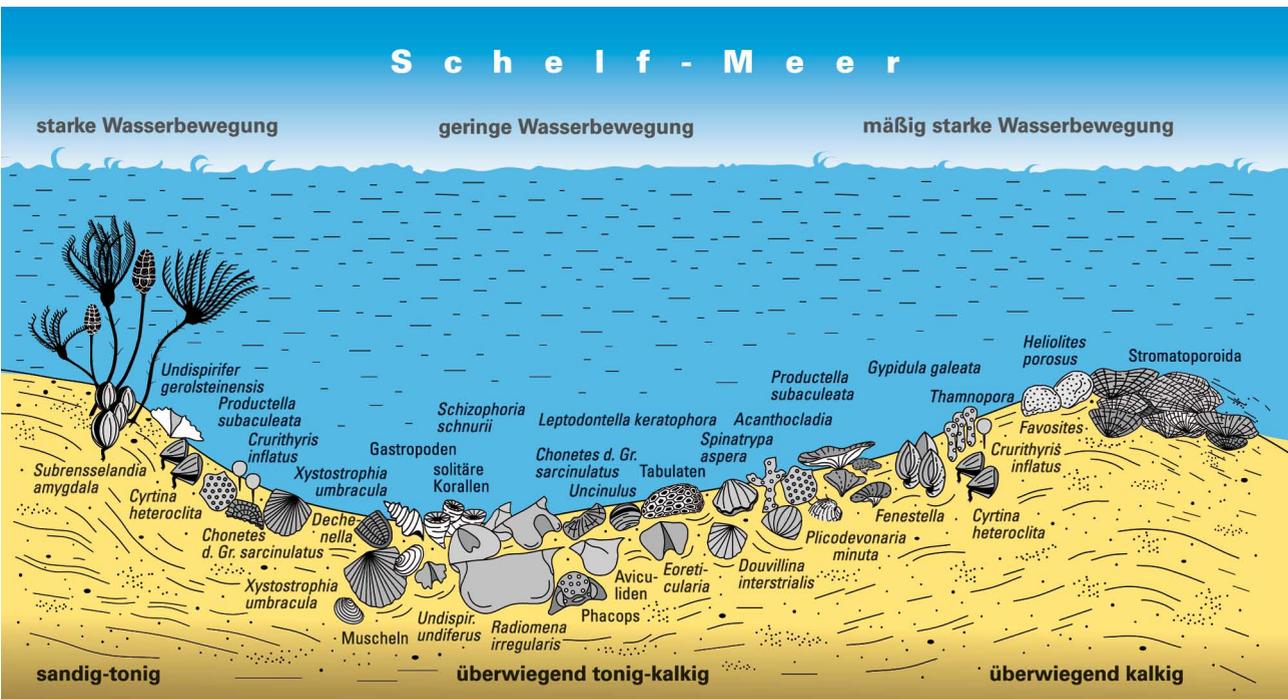
Die nächstjüngeren *Rensselandia*-Schichten (früher Newberrien-Sandstein genannt) sind durch die Einschaltung der tonigen Blessenohl-Schichten zweigeteilt. Die Unteren *Rensselandia*-Schichten gehen unter Abnahme des Sandgehaltes aus den Grevenstein-Schichten hervor. Es überwiegen im unteren Teil blaugraue, sandig-kalkige, grobflaserige Ton- und Schluffsteine bis schließlich auch kalkhaltige Sandsteine am Aufbau der Schichtenfolge be-

teiligt sind. Generell ist eine Abnahme der Mächtigkeit von maximal 300 – 400 m im Südwesten in Richtung Nordosten erkennbar. Der namengebende Brachiopode *Subrensselandia amygdala* bildet, wie der Brachiopode *Undispirifer gerolsteinensis*, Schillanreicherungen in den Sandsteinen.

Die Blessenohl-Schichten markieren eine Unterbrechung der *Rensselandia*-Sandschüttungen, die durch dunkle, stark kalkhaltige Tonsteine von wechselnder, weniger als 100 m betragender Mächtigkeit sowie die Einschaltung eines Korallen-Kalksteins und eine beträchtliche neritische Fauna gekennzeichnet ist.

Mit den Oberen *Rensselandia*-Schichten setzen die Sandschüttungen aus dem nordwestlichen inneren Teil des Schelfs erneut ein. Die Schichtenfolge besteht aus kalk-, ton- und feldspathhaltigen Schluff- bis Feinsandsteinen, die bisweilen mit sandigen Ton- und Schluffstei-

Abb. 34: Lebensraum im Schelf-See der Finnentrop-Schichten (nach GEISSLER 1969)



nen wechsellagern. Einlagerungen von linsigen und bankigen Kalksteinen kommen ebenfalls vor. Die maximale Mächtigkeit liegt bei 300 bis 400 m nordöstlich von Attendorn. Wie in den Unteren *Rensselandia*-Schichten nehmen nach Osten hin Sandgehalt und Mächtigkeit ab. Kurz vor dem Hennesee bei Meschede keilen die Sandsteine als deutlich weniger mächtige, tonige Schichten aus.

Die Fossilführung gleicht derjenigen der Unteren *Rensselandia*-Schichten. Die Riffformbildung in Form lokaler Biostrome verstärkt sich im oberen Teil der Schichtenfolge. Die Biotope der sandigen, der tonig-kalkigen sowie der biostromatisch-kalkigen Ablagerungsbereiche unterscheiden sich aufgrund der unterschiedlichen Tiefe und Wasserbewegung des Schelf-Meeres deutlich in ihrer Fossilzusammensetzung aus Krinoiden, Brachiopoden, Trilobiten, Muscheln, Bryozoen, Korallen und Stromatoporen (Abb. 34).

Diese Tendenz zu Riffformbildungen in den Oberen *Rensselandia*-Schichten ähnelt derjenigen in den Honsel-Schichten des Märkischen Oberlandes, wo sich nach dem Rückgang der Sandzufuhr ein zunächst toniges Ablagerungsmilieu ausbreitete, bevor ziemlich abrupt die flächenhafte Riffformbildung des Massenkalks einsetzte. Dieses Sedimentationsstadium wird im westlichen und nördlichen Sauerland mit dem *Sparganophyllum*-Kalk erreicht (s. S. 86).

Givetium des Schelf/Becken-Übergangs

Im Givetium ist der Übergang von sanddominanten Schelf- in tondominante Becken-Ablagerungen am Nordrand des Ostsauerländer Hauptsattels zwischen dem Wennetal und Olsberg zu beobachten. Der Übergang von den zwischen 500 und 600 m mächtigen sandigen in die schätzungsweise nur ein Drittel so mächtigen tonigen Schichten des Givetiums basiert im Wesentlichen auf dem beckenwärtigen Auskeilen der *Rensselandia*-Sandsteine. Der Übergang ist am Nordrand des Ostsauerländer Hauptsattels über die relativ lange Distanz von 25 km aufgeschlossen. Das mag damit zusam-

menhängen, dass die Beobachtungszone den Schelf-Rand sehr spitzwinklig schneidet und der Übergang dadurch über die Maßen gelangt erscheint.

Ein weniger gestreckter Schelf/Becken-Übergang befindet sich am Südende der Elspers Mulde. Ausgehend von Attendorn-Helden, keilen dort die bis zu 800 m mächtigen sandigen Schichten des Givetiums schrittweise aus und gehen Richtung Meggen in die nur 100 – 150 m mächtigen Meggen-Schichten über. Diese werden in ihrer sandärmsten Ausbildung von grauen, kalkhaltigen Tonsteinen mit einer feinen Sandbänderung oder mit Sandsteinbänkchen aufgebaut. In der Regel sehr fossilarm, kommen in kalkreicheren Partien rheinische (benthonische) Faunenelemente wie Trilobiten und Brachiopoden gemeinsam mit herzynischen Elementen wie Tentakuliten, Styliolinen und Goniatiten vor. Auch am Nordostende der Elspers Mulde sind die dortigen ungliederten Givetium-Schichten sandärmer und um ein Vielfaches weniger mächtig als nordwestlich davon.

Der Schelf/Becken-Übergang westlich und südlich des Briloner Riffs ist von Besonderheiten geprägt. Die dem Schelf-Rand nächsten tonigen Becken-Ablagerungen sind die Tentakuliten-Schichten (s. S. 80). Dieses im östlichen Sauerland weitverbreitete Becken-Sediment des Givetiums geht in Annäherung an das Briloner Riff in sehr fossilreiche dunkelgraue bis dunkelblaugraue Ton- und Schluffsteine der Brilon-Schichten über, die man in Anbetracht des nahen Schelf/Becken-Übergangs dort nicht erwarten würde. Untergeordnet sind Mergel- und Kalkstein-Horizonte, die zum Hangenden hin zunehmen. Die Abfolge ist etwa 200 m mächtig. Wie die Tentakuliten-Schichten überschreiten die Brilon-Schichten die Stufengrenze Eifelium/Givetium.

Die Fossilführung ist nicht gleichmäßig auf die gesamten Brilon-Schichten verteilt. Mächtigere fossilarme Abschnitte wechseln mit Horizonten ab, in denen die Fossilien lagenweise angereichert sind. Die neritisch anmutende Faunenge-

meinschaft setzt sich aus einer Vielzahl von Bryozoen, Brachiopoden, Krinoiden, tabulaten und rugosen Korallen zusammen, aber auch Muscheln, Schnecken, Schwammreste und Trilobiten zählen dazu.

Das Auftreten der Brilon-Schichten scheint mit synsedimentären Bewegungen am Altenbühener Lineament zusammenzuhängen. Sie ließen eine ihre Umgebung leicht überragende, sandfreie und an Benthos reiche Schwelle entstehen, die zum späteren Ausgangspunkt des Massenkalk-Wachstums wurde.

Givetium des Mitteldevon-Beckens im östlichen Sauerland

Die Grenze zwischen Eifelium und Givetium ist im Becken-Bereich des östlichen Sauerlandes und des Wittgensteiner Landes nur schlecht mittels Fossilien zu fassen und orientiert sich deshalb bereichsweise an lithologischen Änderungen der Schichtenfolge.

Die Tentakuliten-Schichten überschreiten nördlich des Ostsauerländer Hauptsattels die Grenze Eifelium/Givetium ohne lithologische Veränderung. Sie bilden eine schätzungsweise bis 250 m mächtige Abfolge von kalkarmen, dunkelblaugrauen bis schwarzgrauen Ton- und Schluffsteinen. Ansonsten seltene Quarzitbänke bündeln sich südlich des Hauptsattels zum Nensten-Quarzit. Auch Einschaltungen von Diabasen kommen vor. Zum Hangenden hin werden die Tentakuliten-Schichten kalkhaltiger. Fossilien sind in den Tonsteinen selten, haben aber mit Tentakuliten und Dacryoconariden (Nowakien u. Styliolinen), Goniatiten, Brachiopoden und Trilobiten eine gewisse Formenvielfalt. Die Tentakuliten-Schichten sind bis in den Raum östlich von Niedersfeld verbreitet. Dort überlagern sie die Asten-Schichten einschließlich des Eisenberg-Quarzits.

Die givetischen Becken-Sedimente südöstlich des Latrop-Züscherer Sattels werden durch die Givetium- und die Styliolinen-Schichten (Styliolinen-Schiefer und -Sandstein) vertreten. Bei ihnen handelt es sich um eine etwa 100 m

mächtige Wechselfolge aus dunkelgrauen, blauschwarzen oder grüngrauen, meist feinsandgebänderten Tonsteinen und meist karbonatischen Sandsteinbänken. Die Sandsteine häufen sich im oberen Drittel der Abfolge. Hier sind auch Kalkkonkretionen und -bänke eingeschaltet.

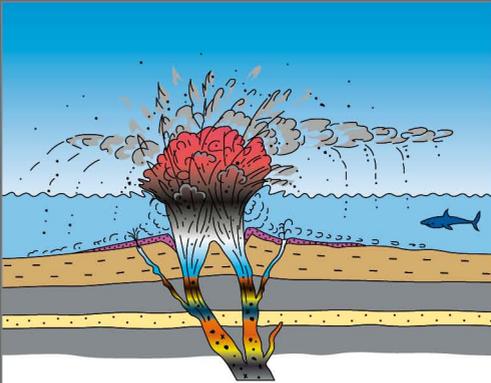
Für die Ton- und Sandsteine ist ein hoher Anteil an Styliolinen und Tentakuliten charakteristisch. Diese reiche Fossilführung verleiht den Sandsteinen im verwitterten Zustand oft ein löchriges Aussehen. Auf den geschieferten Tonsteinen sind die spitzkonischen Gehäuse regellos in alle Richtungen eingebettet, während sie in den Sandsteinen eingeregelt sind. Des Weiteren kommen nicht näher bestimmbare Trilobiten, seltener Brachiopoden, Korallen und Krinoidenreste vor. Conodonten wurden vor allem in den Kalkkonkretionen und -bänken nachgewiesen.

Die Styliolinen-Schichten umfassen annähernd das gesamte Givetium, nur dessen höchster Abschnitt, ab der Späten *disparilis*-Conodontenzone (s. S. 92: Tab. 5), gehört zu den darüber folgenden Bänderschiefern.

Vulkanismus des Eifeliums und Givetiums im nördlichen Sauerland

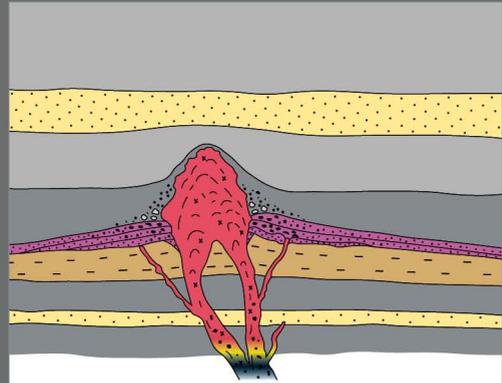
Die mitteldevonischen Vulkanite im nördlichen Sauerland sind chemisch unterschiedlich ausgebildet. Basische Gesteine des Schalstein-Vulkanismus kommen in dem lang gestreckten Hauptgrünstein-Zug vor, während saure Vulkanite eine weitaus geringere Verbreitung haben.

Der Bruchhausen-Quarzporphyr südlich von Olsberg ist etwa in der Mitte der Fredeburg-Schichten eingeschaltet. Es ist das einzige Vorkommen eines sauren, kieselsäurereichen Vulkanits im Mitteldevon von Sauerland und Wittgensteiner Land. Der hellgraue Quarzporphyr der Bruchhauser Steine besteht aus idiomorphen Quarz- und albitisierten Plagioklas-Einsprenglingen in einer dichten Grundmasse, die Fließstrukturen des Magmas erkennen lässt. Gesteinsgenetisch handelt es sich bei ihm um einen gealterten Rhyolith.



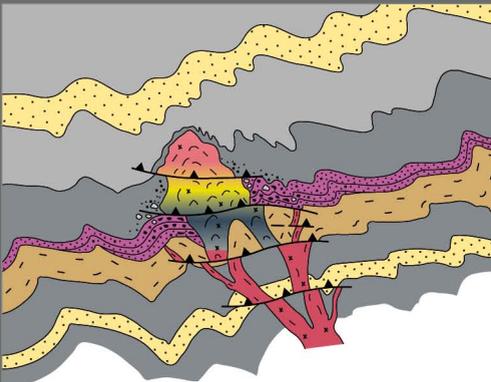
ca. 390 Mio. J. v. h.

Ein untermeerischer Vulkan explodiert, Lava fließt aus, vulkanische Aschen werden am Meeresboden abgelagert.



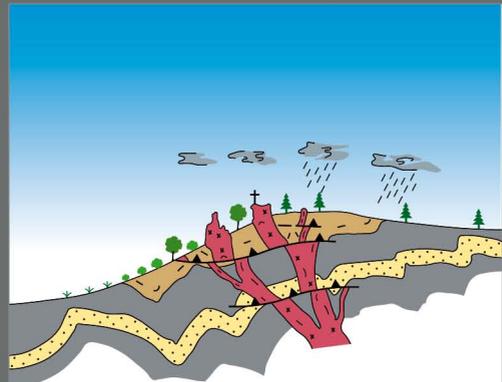
ca. 390 – 320 Mio. J. v. h.

Der abgekühlte Lavadom wird von Tonen und Sanden bedeckt.



ca. 300 Mio. J. v. h.

Die Gesteine werden im Zuge der variszischen Gebirgsbildung gefaltet und zerbrochen.



heute

Durch Abtragung und Verwitterung entstand das heutige Bild mit den Resten der Vulkanschlote.



Abb. 35: Entwicklung des Bruchhausen-Vulkans (nach STEUERWALD 1996)

Die Entstehung des Bruchhauser Vulkanits stellt sich wie folgt dar (Abb. 35): In die krustale Schwächezone im Bereich des Altenbürener Lineaments drangen im höheren Eifelium saure, hoch viskose Gesteinsschmelzen ein. Das Magma stieg bis an die Erdoberfläche, also bis an den Meeresboden jener Zeit. Die Bruchhauser Steine sind der in den Fredeburg-Schichten liegende Zufuhrkanal des Vulkans. Die Eruption hat in einem stratigraphisch geringfügig höher gelegenen Niveau stattgefunden.

Der Ausbruch im Bruchhauser Vulkanfeld begann mit einer explosiven Phase. Das in Spalten eingedrungene Meerwasser löste im Kontakt mit der aufsteigenden Lava gewaltige phreatomagmatische Explosionen aus. Dabei wurden fein- bis grobkörnige, graue bis graubraune Lockerprodukte gefördert, die sich auch mit den marinen Sedimenten vermischten. Es kam zur Tuffitbildung.

Nach Beobachtungen an rezenten submarinen Vulkanausbrüchen kann man davon ausgehen, dass sich ein über die Wasseroberfläche ragen-

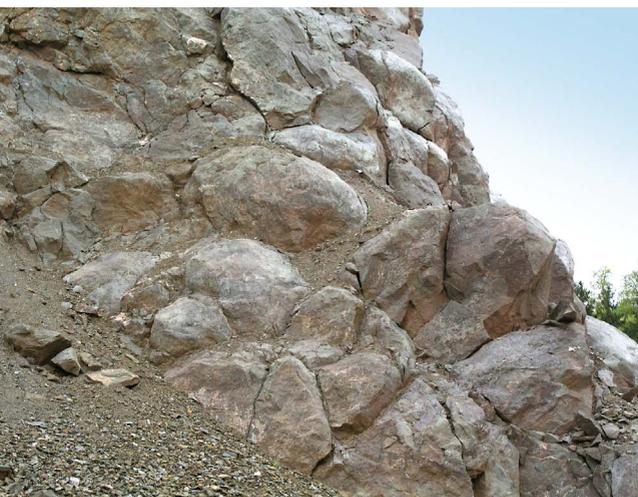
der Kegel aufbaute, da das Meer in der Nähe des mitteldevonischen Schelf-Randes nicht sehr tief gewesen ist. Aus den herausgeschleuderten Aschewolken fielen feinste Gesteinspartikel ins Meer und wurden weiter entfernt als „Fallout-Tuffe“ in die Schichtenfolge eingelagert. Die gröberen, teilweise poröseren Aschenbestandteile (Bims, Lapilli) wurden durch Strömungen verfrachtet.

Im heutigen Umfeld von Bruchhausen sind weitere Vorkommen von sauren Tuffen und Tuffiten des Eifeliums bekannt, die geochemisch dem Lavatyp der Bruchhauser Steine sehr nahe stehen. Es sind die Tuffe in den Raumland- und in den Fredeburg-Schichten und da besonders der bis zu 4 m mächtige Grenzerkeratophyrtuff, der den unteren vom oberen Teil der Fredeburg-Schichten trennt. Eine Besonderheit ist die bis zu 20 m mächtige, heterogen aufgebaute Willinger Konglomerat-Tuffit-Folge an der Basis der Asten-Schichten.

Am Aufbau des Hauptgrünsteins sind sehr unterschiedliche Gesteine beteiligt. Es sind einerseits effusive magmatische Gesteine (Diabas-Mandelsteine), die als zähflüssige Laven am Meeresboden ausgeflossen sind und dabei zu großen kissenförmigen Gebilden (Pillows) erstarrt sind (Abb. 36). Gemeinsam mit vulkanischen Schlacken können sie sogenannte Schlacken-Pillow-Brekzien bilden. Andererseits können auch intrusive magmatische Gesteine auftreten, die als gering mächtige Gänge oder als Schlotfüllung unterhalb des Meeresbodens in das umgebende Sediment eingedrungen sind. Das basische Magma stammt aus dem oberen Erdmantel und ist auf Dehnungsfugen nach oben gestiegen.

Neben den Laven gibt es immer wieder Tuffe, die aus Lavafetzen (Lapilli) und aufgearbeiteten Bruchstücken des nicht vulkanischen Nebengesteins aufgebaut sind. Solche Gesteine sind als vulkanahe Fallout-Bildungen ebenfalls untermeerisch abgelagert worden. Sie zeichnen sich durch eine ausgeprägte, unterschiedlich gefärbte Schichtung aus.

Abb. 36: Diabas-Pillows in einem Steinbruch zwischen Marsberg-Padberg und Diemelsee-Adorf



Mit bis zu 300 m hat der Hauptgrünstein seine größte Mächtigkeit zwischen Brilon und Padberg. Seine Ausläufer erstrecken sich nach Westen bis in den Raum von Eslohe und darüber hinaus bis Balve. Bedingt durch die variszische Faltung ist er am Nordrand des Ostsauerländer Hauptsattels nur in einem schmalen Streifen aufgeschlossen. Über seine Ausdehnung quer zum Streichen gibt seine weite Verbreitung im Abtauchbereich des Hauptsattels nordwestlich von Adorf (Hessen) Auskunft. Danach muss man sich den Entstehungsraum des Hauptgrünsteins als ein ausgedehntes untermeerisches Vulkanfeld mit einzelnen schwellenartigen Vulkanbauten vorstellen. Die im Raum von Niedersfeld und Meschede in den Fredeburg-Schichten verbreiteten intrusiven Diabase wurden bislang als Lagergänge gedeutet, die von den Zufuhrkanälen der Grünstein-Magmen abzweigen. Tatsächlich handelt es sich aber um Zeugen des unterkarbonischen Diabas-Vulkanismus (s. S. 106).

Die intrusiven und effusiven (Vulkan-)Gesteine des Hauptgrünstein-Zugs sind Gesteinsbildungen, deren heutige mineralogische Zusammensetzung das Ergebnis einer mehr oder weniger starken Mineralumwandlung ist. Dieser als Spilitisierung bezeichnete Prozess hat vulkanische Gesteine mit einer ursprünglich basaltischen Zusammensetzung betroffen. Die moderne Bezeichnung Metabasalt für die traditionell als Diabas oder Grünstein bezeichneten Gesteine berücksichtigt diese Umwandlung. Als Spilit wird ein Gestein verstanden, dessen Hauptbestandteil die sekundäre Mineralparagenese Albit – Chlorit ist. Alle zuvor genannten Gesteinstypen können in unterschiedlichem Ausmaß in Spilite umgewandelt sein.

Die Altersstellung des Hauptgrünsteins ergibt sich aus Conodontendatierungen von Kalksteinen aus seinem unmittelbaren Liegenden und Hangenden sowie aus den eingelagerten, nicht vulkanischen Gesteinslagen. Danach beginnt der Hauptgrünstein innerhalb der Frühen *varcus*-Conodontenzone und reicht bis in die *hermanni-cristatus*-Conodontenzone (s. S. 92; Tab. 5).

Mittel- bis Oberdevon – Massenkalk- und Flinz-Fazies im nördlichen und mittleren Sauerland

Die Sandschüttungen vom Vorland des Old-Red-Kontinents nach Südosten in das Rhenohertzynische Becken hatten im Verlauf des Mitteldevons zur Akkumulation von mehreren tausend Meter mächtigen Schelf-Sedimenten geführt. Das plötzliche beckenweite Ende dieser Schüttungen im Verlauf des Givetiums muss Gründe überregionaler Art gehabt haben.

Im westlichen Rheinischen Schiefergebirge überlagern marine Sedimente festländische (Nordeifel) oder sehr landnahe Ablagerungen (nördliches Bergisches Land). Sie geben damit Hinweis auf eine Transgression des Meeres im Verlauf des Givetiums nach Westen. Dort, wo sich zuvor landnah und unter kurzzeitigen Süßwassereinflüssen sehr mächtig Sande angesammelt hatten, entstanden nach einer tonigen Zwischenphase mit ersten Fleckenriffen (Biostrome) flächendeckende Ansiedlungen von karbonatproduzierenden Meeresorganismen. Es bildete sich ein ganz neuer Ablagerungsbeziehungsweise Lebensraum.

Die Entwicklung im westlichen und nördlichen Sauerland, also dem Gebiet des ständig marinen Äußeren Schelfs, ist durchaus vergleichbar. Dort, wo das Schelf-See besonders flach war, siedelten sich kalkabscheidende Organismen wie Korallen und die schwammartigen Stromatoporen an. Es entstanden ausgedehnte Riffe. Dazwischen lagen Becken, in denen zeitgleich tonig-kalkige Ablagerungen, die Flinzschiefer und Flinzkalke, sedimentierten. Im Einzelnen waren es im Sauerland die Riffkomplexe von Brilon, Warstein, Attendorn und der Riffzug zwischen Balve und Hagen-Hohenlimburg. Ihr Wachstum dauerte bis in den unteren Teil des Oberdevons, das Frasnium, an. In einem Zeitraum von rund 5 – 7 Mio. Jahren bildete sich vor der Küste des Old-Red-Kontinents auf dem ehemaligen sandigen Schelf ein Riffgürtel von vielen hundert Metern Mächtigkeit und großer flächenhafter Ausdehnung.

Exkurs: Riffe



Abb. 37: Rezenten Korallenriff vor der Antillen-Insel Barbados © JAN PIECHA

Riffe aus den kalkigen Skeletten der Steinkorallen wachsen heute an den Küsten der tropischen Meere, wo das Wasser flach, sehr klar und nährstoffarm ist und eine Temperatur von 20 °C nicht unterschreitet (Abb. 37). Diese Voraussetzungen sind notwendig, da die Polypen der rezenten Steinkorallen in Symbiose mit einzelligen Grünalgen leben, also auf die Sonneneinstrahlung im klaren Flachwasser angewiesen sind. Obwohl die heutigen Riffe nur einen geringen Anteil an der gesamten Meeresfläche haben, sind sie Lebensraum eines Viertels aller Arten von Meeresorganismen. Riffe sind meist bankförmig ausgedehnte Strukturen, die vom Meeresboden bis zur Wasseroberfläche reichen und so groß sind, dass sie die physikalischen und damit auch ökologischen Eigenschaften ihrer Umgebung erheblich bestimmen. Oft sind Riffe in der Weise gegliedert, dass ihre Wachstumszone, der Riffkern, landseitig von einer Lagune und meeresseitig von einer Rampe aus Riffschutt begrenzt wird. In ähnlicher Weise waren auch die Riffe der Devon-Zeit aufgebaut.

Die Lebensgemeinschaft der devonischen Riffe war durch Korallen und die schwammähnlichen Stromatoporen bestimmt. Diese starben im Verlauf des frühen Oberdevons weltweit aus. Erst in der Trias-Zeit entstand wieder eine vergleichbare Korallenriff-Lebensgemeinschaft. Die Riffe der Zwischenzeit wurden dagegen überwiegend von kalkabscheidenden Algen aufgebaut.

Als Vergleich zu den devonischen Riffen wird oft das Great Barrier Reef vor der Küste Ostaustraliens herangezogen. Es ist an die 2000 km lang und auf dem Schelf des australischen Kontinents aufgewachsen. In seinen ältesten Teilen hat das Korallenwachstum schon im jüngeren Tertiär, vor 18 – 20 Mio. Jahren, begonnen.

Aufgrund ihres meist ungeschichteten, massigen Erscheinungsbildes werden die devonischen Riffkalkgesteine großer Mächtigkeit traditionell Massenkalk genannt. Die Bezeichnung ist ein Sammelbegriff für biogene Kalksteine aus verschiedenen Phasen der Riffentwicklung mit recht unterschiedlicher Zusammensetzung. Sie differieren durch die Art der Organismen, die mit ihrer kalkigen Gerüst- oder Schalensubstanz den Kalkstein aufbauen (Abb. 38). Ein Beispiel für die Verteilung der wichtigsten Organismen in den einzelnen Riffbereichen der Dorp-Fazies (s. im Folgenden) zeigt Abbildung 39.

Aus den ursprünglich lokalen lithostratigraphischen Einheiten des Massenkalks – Schwelmer Kalk, Dorper Kalk und Iberger Kalk – sind übergeordnete Fazieseinheiten geworden, die im

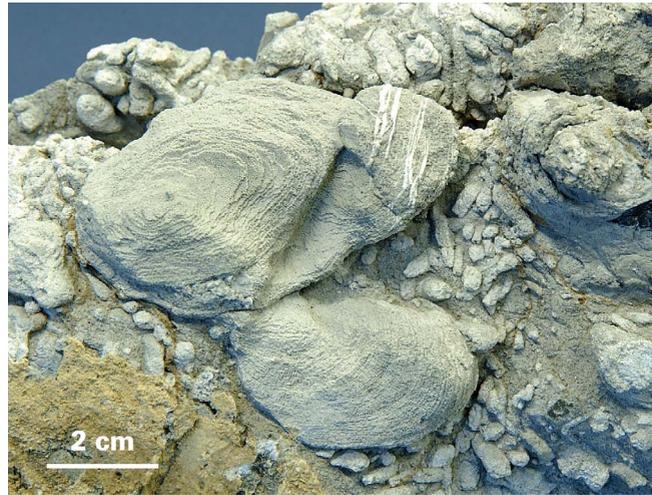
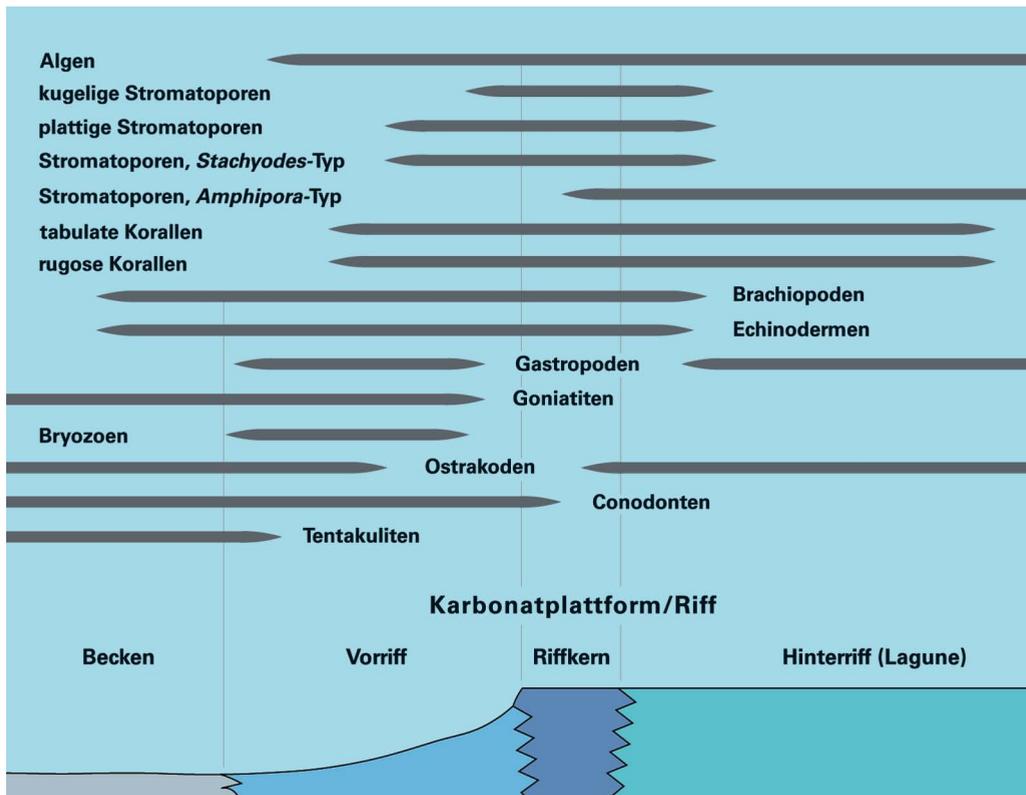


Abb. 38: Durch Verwitterung freigelegte Stromatoporen und Korallen des Briloner Massenkalks

Abb. 39: Verteilung der wichtigsten Organismen in den einzelnen Riffbereichen der Dorp-Fazies (nach KREBS 1974, ergänzt)



ganzen Rheinischen Schiefergebirge ihre Geltung haben. Sie bezeichnen Stadien der Riffentwicklung und orientieren sich dabei in aktualistischer Manier am Aufbau der heutigen Riffe. Im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge baut sich grundsätzlich über einer ausgedehnten, flachen Karbonatplattform aus sich verzahnenden Biostromen (Schwelm-Fazies) ein isolierter Riffkörper (Dorp-Fazies) in Form eines Bioherms auf (s. S. 90: Abb. 42).

Während die Riffe der Schwelm-Fazies mehr in der Fläche wachsen, ist es bei den Biohermen der Dorp-Fazies das vertikale Wachstum, das bei gleichzeitiger Absenkung des Meeresbodens zum Tragen kommt. Das Iberg-Fazies genannte abschließende Kappenstadium ist gewissermaßen das Leichentuch des abgestorbenen Riffkörpers.

Die Riffkörper der Dorp-Fazies haben aufgrund ihrer Atoll- oder auch Wallform in Bezug auf das angrenzende Meer eine Vorder- und eine Rückseite. Dazwischen liegt die Wachstumszone des Riffs, der Riffkern. Auf der Riffvorderseite, die dem Wellengang stärker ausgesetzt ist, sammelt sich der Detritus abgestorbener Riffbewohner. Auf der Rückseite – der Lagune – ist im Schutz des Riffkerns der Wellengang geringer und es werden Kalkschlämme und nur wenig Biodetritus abgelagert. Alle Zonen des Korallenriffs haben spezifische Ablagerungen, die durch die Untersuchung der Karbonat-Mikrofazies rekonstruiert werden können.

So grundsätzlich einheitlich der Aufbau der Massenkalk-Vorkommen ist, so unterschiedlich ist der Zeitpunkt ihres ersten Auftretens nach dem Ende der Sandschüttungen im Verlauf des mittleren Givetiums. Unterschiedlich sind auch das Ausmaß ihrer Verknüpfung mit der Flinz-Fazies und der Zeitpunkt des Absterbens des Riffkörpers im Verlauf des Frasniums im Oberdevon.

Sediment und Fauna dieser Niedergangsphase der Riffe dokumentieren eine Vertiefung des Meeres, die letztlich zum Absterben der Korallenriffe und zur Ausbreitung eines auf dem Mee-

resboden recht lebensfeindlichen und tiefen Becken-Milieus führte. Während in den langen Zeiträumen davor das Riffwachstum meist mit der generellen Absenkung des Ablagerungsraumes Schritt halten konnte, gelang dies mit dem Beginn des Oberdevons nicht mehr überall: Die Riffe ertranken gewissermaßen in einem sich schnell vertiefenden Meer. Zusätzlich wurde das Riffwachstum noch durch andere Ereignisse negativ beeinflusst. Großräumige und relativ kurzzeitige Änderungen in der Zirkulation des Meerwassers führten zum Massensterben mariner Organismen. Diese biologischen Krisen finden ihren Niederschlag in den an anderer Stelle beschriebenen Kellwasser-Horizonten (s. S. 95).

Briloner und Warsteiner Riff

Im nördlichen Sauerland kommt es nach dem Ende der *Rensselandia*-Sandschüttungen zur Bildung eines ersten Karbonat-Horizonts aus Korallen und Stromatoporen, dem 30 – 50 m mächtige *Sparganophyllum*-Kalk, der zwischen Brilon im Osten und Plettenberg im Westen eine große Verbreitung hat. Er wird von unterschiedlichen biogenen Kalksteintypen aufgebaut, die zum Teil der Schwelm-Fazies des Massenkalks ähnlich sind. Das Alter des Kalksteins lässt sich vor allem durch Conodonten bestimmen. Danach gehört seine Hauptmasse in die *varcus*-Zone, die in etwa mit dem unteren bis mittleren Teil des Givetiums zu parallelisieren ist (s. S. 92: Tab. 5).

Überlagert wird der *Sparganophyllum*-Kalk von den Wallen-Schichten, sehr dunklen Tonsteinen mit geringem Kalkgehalt. Sie werden wegen ihrer Armut an Makrofossilien und dem häufigen Vorkommen von Styliolinen dem herzynischen Faziesbereich zugeordnet. Nach dem kurzzeitigen Wachstum eines Korallenriffs im Flachwasser ist es zur Zeit der Wallen-Schichten zu einem Absterben des Riffs durch eine verstärkte Absenkung des Meeresbodens gekommen.

Nordöstlich von Plettenberg keilen die Wallen-Schichten aus, sodass der dortige *Spargano-*

phyllum-Kalk unmittelbar von den Flinz-Schichten überlagert wird. Die Oberkante des Kalksteins ist während der Zeit der Wallen-Schichten unter Meeresbedeckung spaltenförmig angelöst worden; in den Spaltenfüllungen befinden sich tiefoberdevonische Conodonten.

Bei Altenbüren, am Westrand des Briloner Riffs, ist in zahlreichen Bohrungen ein dem *Sparganophyllum*-Kalk ähnlicher Riffkalkstein angetroffen worden. Er wird dort von dunklen Tonsteinen überlagert, die aber fossilreich sind und dem oberen Teil der Brilon-Schichten zugeordnet werden. Sie enthalten auch in ihrem höheren Teil Einschaltungen von biostromatischen Kalkstein-Horizonten. Der Verband von fossilreichen Brilon-Schichten mit Riffkalk-Horizonten scheint im Raum von Altenbüren die initiale Phase des Riffaufbaus darzustellen. In den gleichen Zeitraum fällt der submarine Schalstein-Vulkanismus (s. S. 80f.).

Das Briloner Riff ist in der Nähe des Schelf-Randes entstanden. Zunächst wuchs das Riff in Schwelm-Fazies auf, später entwickelte es sich zu einem gegliederten Riff in Dorp-Fazies. Die Grenze zwischen Schwelm- und Dorp-Fazies liegt ganz grob im Bereich zwischen dem Givetium des Mitteldevons und dem Frasnium des Oberdevons.

Die Schwelm-Fazies ist durch sehr dunkle Kalksteine und das Vorkommen von *Stringocephalus burtini*, das Leitfossil des Givetiums, gekennzeichnet. Daneben kommt eine weitere, heller gefärbte Karbonat-Fazies vor, die ebenfalls das Leitfossil führt und Alme-Fazies genannt wird. Es besteht Grund zu der Annahme, dass die im Briloner Massenkalk zum Teil sehr intensive Dolomitisierung bereichsweise zu einer Sammelkristallisation in den Kalksteinen der Schwelm-Fazies und dadurch mit zur Aufhellung der Gesteinsfarbe geführt hat, die die Alme-Fazies charakterisiert.

Der Briloner Massenkalk hat eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, maximal wahrscheinlich 1200 m. Die verschiedentlich geäußerte Meinung, dass es sich um ein Atoll-Riff

handele, ist weiterhin hypothetisch. Nur in seinem südöstlichen Teil lässt der Massenkalk der Dorp-Fazies eine laterale Gliederung in eine Riffrückseite mit Lagune und eine Riffvorderseite mit Riffschutt erkennen. Weniger deutlich abgrenzbar ist der dazwischenliegende Riffkern. Am Westende des Briloner Riffs ist ein durch das Altenbürener Lineament überprägter Übergang in die gleich alten Flinz-Schichten zu beobachten.

Die sehr groben Riffschutt-Kalksteine am Südostrand des Briloner Riffs gehen nach Süden und Osten in die gebankten, bituminösen Padberg-Schichten über, eine Wechselfolge aus dunklen Tonsteinen mit Kalksteinen, deren biogene Kalksteinklasten nach Größe sortiert sind. Unten grob- und oben feinkörnig, sind es typische Kalkturbidite, die wegen ihrer genetischen Verknüpfung mit Riffablagerungen auch Flinzkalke genannt werden. Von der Hochlage des Riffrandes kommend, der Schwerkraft folgend, sind sie weit in das angrenzende Becken geflossen (s. Abb. 40). Ihre Mächtigkeit zwischen 20 und 60 m ist weitaus geringer als die etwa 200 m der zeitgleich gebildeten Riffschutt-Kalksteine.

Das Ende des Riffwachstums scheint auch am Briloner Riff durch ein Überwachsen des absterbenden Riffs mit Krinoidenrasen gekennzeichnet zu sein. Einschaltungen von Krinoiden zusammen mit Riffdetritus in Schwellenkalken und – als gesonderter Gesteinskörper in Ibergfazies – deuten in einer Bohrung südlich von Brilon-Thülen darauf hin. Das Absterben des Riffes erfolgt im Verlauf der *rhenana*-Conodontenzone (s. Tab. 5), das heißt im oberen Teil des Frasniums, etwa zur Zeit des Unteren Kellwasser-Horizonts.

Das Warsteiner Riff ist wie das Briloner Riff von jüngeren Becken-Ablagerungen umgeben. Seine Liegendschichten sind nicht bekannt. Das Riffwachstum beginnt mit Kalksteinen der Schwelm-Fazies im späten Mitteldevon und setzt sich in den Gesteinen der Dorp-Fazies des frühen Oberdevons fort. Die Mächtigkeit des Massenkalks beträgt 200 – 300 m. Nach

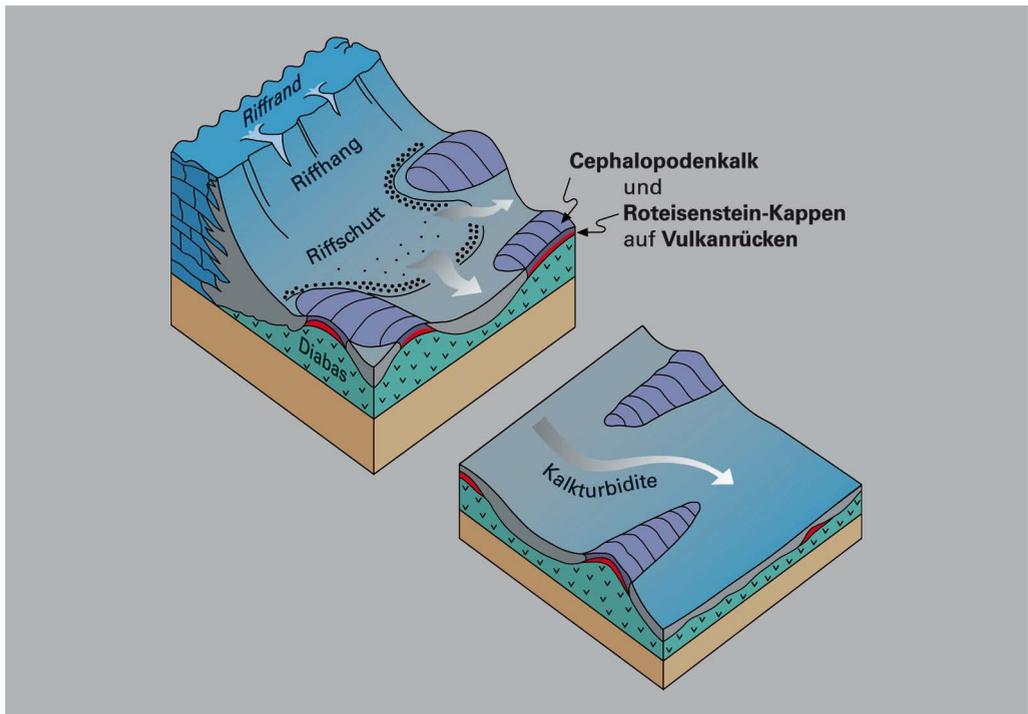


Abb. 40: Riffrand mit angrenzendem Becken am Briloner Riff (nach BENDER et al. 1977)

Norden geht er in Flinzschiefer mit riffdetritischen Kalksteinbänken über. Eine Fortsetzung des Warsteiner Riffs unter karbonischen Ablagerungen bis zum am Belecker Sattel erbohrten Massenkalk konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Wie auch in Brilon hat es hier den Anschein, dass das heute aufgeschlossene Kalksteinareal in etwa der Ausdehnung der ehemaligen Korallenriffe entspricht.

Meggener und Attendorner Riff

Im Raum Meggen liegt das Meggener Riff, das nur untertägig durch den Bergbau in der Meggener Erzlagerstätte (s. S. 155) aufgeschlossen ist. Es hat eine Mächtigkeit von mindestens 250 m. Gesteinsbildend sind Stromatoporen, Korallen und Krinoidenschutt. Conodontenfunde belegen, dass das Riffwachstum im Gegensatz zum Briloner und Warsteiner Riff schon im höheren Eifelium begann und bis in das tiefe Givetium andauerte. Es ist also ein

zeitliches Äquivalent der Lennehelle-, der tonigen Selscheid- und der Odershausen-Schichten. Überlagert wird es von gering mächtigen pelagischen Kalksteinen des mittleren Givetiums. Darüber folgt eine Schichtlücke, die den Zeitraum umfasst, in dem im unmittelbar angrenzenden Gebiet das Meggener Erzlager gebildet worden ist.

Das Wachstum des etliche Kilometer entfernt liegenden Attendorner Riffs begann nach dem des Meggener Riffs. Es ist wie das Briloner Riff in der Nähe des Schelf-Randes entstanden, wie die Faziesgegensätze in den Schichten des Eifeliums und Givetiums beiderseits der Attendorn-Elsper Doppelmulde zeigen (s. S. 79).

Der Massenkalk des Attendorner Riffs beginnt mit dunklen, leicht bituminösen Kalksteinen der Schwelm-Fazies, deren Alter im Bereich des mittleren Givetiums angesiedelt wird. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 300 m. Die Grenze zu den überlagernden Kalksteinen

der Dorp-Fazies soll im Grenzbereich mittleres/oberes Givetium liegen. Die grauen Kalksteine der Dorp-Fazies bilden insgesamt eine Atollstruktur mit den dafür jeweils typischen Gesteinen der Riffvorder- und -rückseite (Lagune) sowie des Riffkerns. Die Flinzschiefer des umgebenden Beckens sind nach der Faltung der Gesteine abgetragen worden.

Die Mächtigkeit des Massenkalks in Dorp-Fazies ist starken Schwankungen unterworfen und liegt zwischen 100 und 650 m. Größere Teile des Massenkalks sind von einer nachträglichen Dolomitisierung betroffen worden. Das Ende des Riffwachstums erfolgt kleinregional unterschiedlich im Zeitraum zwischen mittlerem und oberem Teil des Frasniums.

Nordöstlich der Elspe Mulde folgt über den dortigen ungliederten Givetium-Schichten die bis zu 50 m mächtige Kalksteinfole der Beisinghausen-Schichten. Deren sich vielfach wiederholende Wechsellagerung von tonigen Becken-Sedimenten und korngroßen-gradierten, detritischen Kalksteinen mit Fossilresten des Flachwassers weisen auf den turbiditischen Transport von Riffschutt in das Flinzschiefer-Becken hin. Ausgangspunkt könnte das Attendorner Riff gewesen sein. Nach Conodontenfunden reicht der Kalkstein bis in das tiefste Oberdevon.

Der Riffzug zwischen Balve und Hagen-Hohenlimburg

Am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels beziehungsweise des Ostsauerländer Hauptsattels liegt zwischen den Riffen von Brilon und Balve das Verbreitungsgebiet der tonigen Flinz-Fazies. Sie gliedert sich dort in einen unteren Teil mit Tonsteinen, die mit Flinzkalken wechsellagern, und einen oberen Teil, in dem Tonsteine vorherrschen – die Nuttlar-Schichten (Abb. 41). Die bankigen Flinzkalke sind wie die Padberg-Schichten turbiditisch entstanden. Voraussetzung dafür ist wie am Briloner Riff ein Tiefenunterschied zwischen aktiver Riffoberkante und Beckenboden. Die Mächtigkeit

der Flinzkalke liegt bei maximal 200 m und nimmt in westlicher Richtung ab. Zeitgleich mit den Flinzkalken wurden Tuffe des Schalstein-Vulkanismus abgelagert. Die Mächtigkeit der Nuttlar-Schichten beträgt maximal 300 m und nimmt nach Westen ab, was nördlich von Plettenberg noch durch tektonische Einflüsse verstärkt wird. Im nördlich anschließenden Raum, nahe dem Kern der Lüdenscheider Mulde, gehen die Gesteine der Flinz-Fazies in den dort von Norden her auskeilenden Balver Massenkalk über.



Abb. 41: Stark geschieferte Nuttlar-Schichten mit einer eingelagerten Flinzkalkbank; Olsberg-Antfeld

Mit dem Balver Riff beginnt eine sich nach Westen bis Wuppertal fortsetzende Kette von Massenkalk-Vorkommen in Schwelm-Fazies, denen ein gering mächtiger Massenkalk in Dorp-Fazies aufsitzt (Abb. 42).

Die Gesteine der Schwelm-Fazies überlagern in diesem Gebiet nicht unmittelbar die mächtigen Sandsteinfohlen, sondern die Tonsteine der Oberen Honsel-Schichten. Bei Hagen-Hohenlimburg beginnt die Schwelm-Fazies nach Conodonten in der Frühen *varcus*-Conodontenzone (s. Tab. 5), das heißt etwa im mittleren Givetium. Das Einsetzen des Massenkalks fällt damit in einen ähnlichen Zeitraum wie das des *Sparganophyllum*-Kalks im östlichen und nördlichen Sauerland.

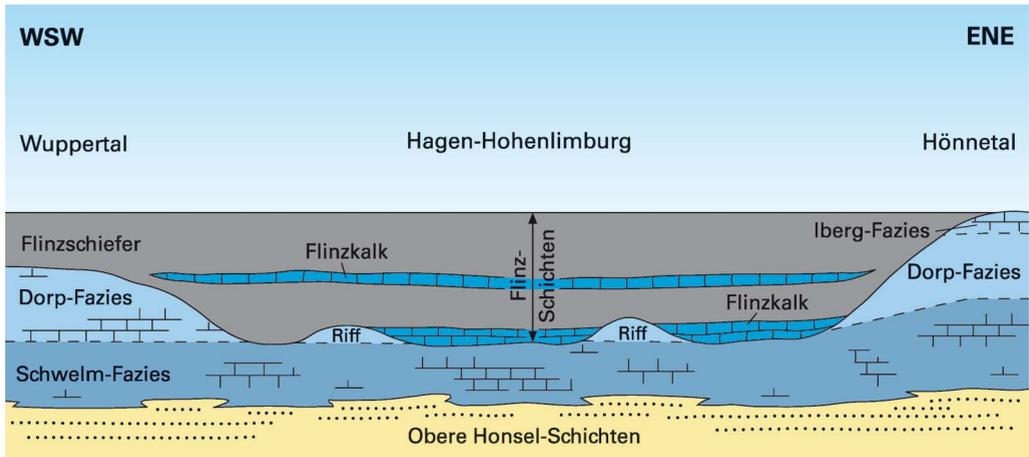
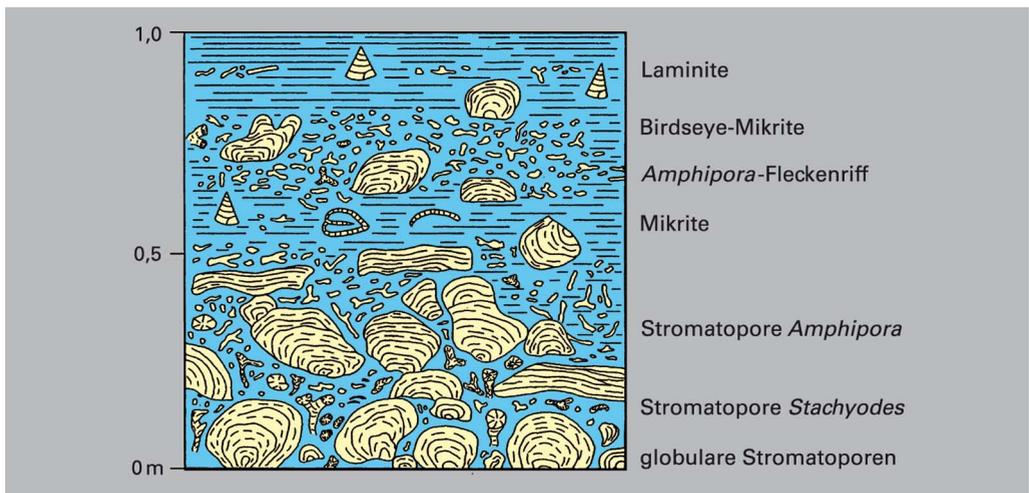


Abb. 42: Riff- und Flinz-Fazies zwischen Wuppertal und dem Hönnetal (nach KREBS 1974)

Typische Gesteine der Schwelm-Fazies sind neben blockigen Stromatoporen-Kalksteinen dunkle Kalksteine mit einem Geflecht aus den stängeligen Resten der Stromatopore *Amphipora ramosa* oder der tabulaten Koralle *Thamnopora* sp. Von der Gruppe der Brachiopoden sind *Stringocephaliden*, *Uncites gryphus*, *Rhynchospirifer hians* und *Undispirifer undiferus* erwähnenswert. Der oberste Teil des Massenkalks bei Iserlohn ist darüber hinaus sehr reich an Brachiopoden und Trilobiten.

Teile des Balver Massenkalks sind rhythmisch aufgebaut: Bestimmte Fossilvergesellschaftungen und Gesteinstypen folgen regelmäßig immer wieder übereinander (Abb. 43). Die mehrere Meter mächtigen Kleinrhythmen beginnen mit Stromatoporen-Biostromen und enden nach einer Verflachung des Meerwassers durch Bildung einer Lagune mit dafür typischen feinkörnigen (mikritischen) Birdseye- und Feinschicht-Kalksteinen (Laminiten).

Abb. 43: Karbonat-Fazies und Biogene im mitteldevonischen Massenkalk des Hönnetal (nach KREBS 1974 u. SCHUDACK 1993)



Am südlichen Ende des Balver Riffs sind bei Balve-Garbeck bankige Kalksteine aus korngö-Bengradierem Riffschutt anzutreffen. Dieser sogenannte Garbeck-Kalkstein ist während des mittleren Givetiums von der Plattform des benachbarten Riffs via Turbidit in das nach Osten angrenzende Flinzschiefer-Becken transportiert worden.

Das Alter der Oberkante des Massenkalks ist weniger durch den Massenkalk selbst als durch das biostratigraphische Alter der überlagernden Schichten zu bestimmen. Dort, wo der Massenkalk nicht bis in das tiefe Oberdevon (Frasnium) weiterwächst (s. Abb. 42), wird er von Kalksteinen der Flinz-Schichten (Flinzkalk) überlagert. Sie beginnen entweder schon im höchsten Givetium oder unmittelbar an der Stufengrenze zum Frasnium. Auf Teilen des Balver Riffs bildete sich auch der gering mächtige Cephalopodenkalk.

Die mehrere hundert Meter mächtigen Flinz-Schichten enthalten einen aus Riffdetritus aufgebauten Flinzkalk-Horizont. Seine zahlreichen Conodonten der *falsovalis*-Conodontenzone zeigen ein Alter des tiefen Frasniums an (s. Tab. 5). Das Wachstum auf den isolierten Riffkuppen ging wahrscheinlich bis in die *rhenana*-Conodontenzone des höheren Frasniums weiter, wie letzte Flinzkalke in den Adorf-Schichten belegen.

Das Oberdevon-Becken in Sauerland und Wittgensteiner Land

Das Oberdevon wird in das ältere Frasnium und das jüngere Famennium gegliedert. Ähnlich wie schon im Mitteldevon, haben die Oberdevon-Schichten von Sauerland und Wittgensteiner Land eine ausgeprägte, zum Teil sehr kleinräumige Faziesgliederung. Sie gehören zwei

Exkurs: Conodonten

Seit der Mitte des vergangenen Jahrhunderts haben zahnähnliche, bizarr geformte, mikroskopisch kleine Gebilde aus dem Kalziumphosphat-Mineral Apatit die geologische Forschung in ungeahntem Maße vorgebracht. Gemeint sind die Conodonten, eine Gruppe von Mikrofossilien, die ausschließlich in marinen Sedimenten vorkommt. Sind diese Sedimente kalkiger Natur, so lassen sich Conodonten auf einfache Weise durch das Auflösen des Kalksteins mit schwachen Säuren gewinnen (Abb. 44).

Es hat lange gedauert, bis man herausgefunden hat, welcher Art von Lebewesen diese Mikrofossilien zugeordnet werden können. Geholfen haben dabei sogenannte Gruppenfunde. Das sind paarig angeordnete Kombinationen verschiedener Conodonten, die auf den

Schichtflächen von Tonschiefern gefunden wurden. Sie bilden den sogenannten Conodonten-Apparat. Solch eine Anordnung wurde Anfang der 1980er-Jahre im Kopfbereich von versteinerten, aalähnlichen, ca. 4 cm langen Tieren gefunden. Das führte zu der Vorstellung, dass das Conodontentier am ehesten zur Familie der Agnathen (kieferlose Fische) gestellt werden kann (Abb. 45). Eine gültige Zuordnung fehlt jedoch bis heute.

Conodonten sind in allen Meeresablagerungen vom Kambrium bis in die Trias (Muschelkalk) gefunden worden. Besonders wichtig sind sie dort, wo andere Fossilien nur beschränkte Aussagen über das relative Alter der Schichten zulassen. Im Devon des Rheinischen Schiefergebirges sind sie für die biostratigraphische

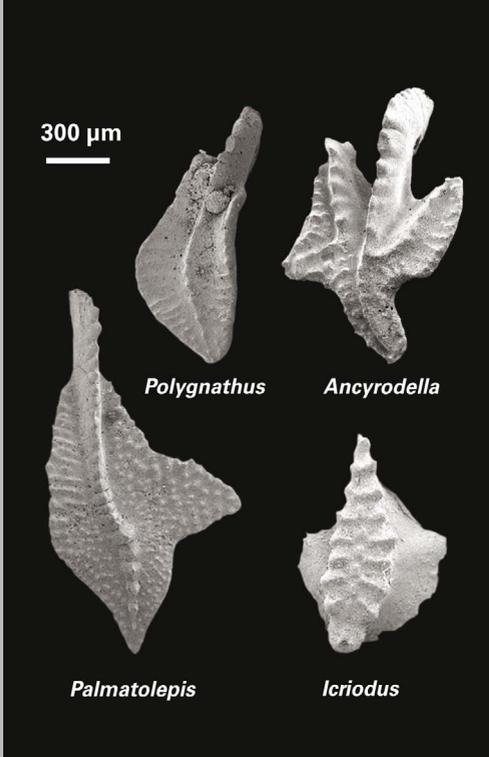


Abb. 44: Oberdevonische Conodonten

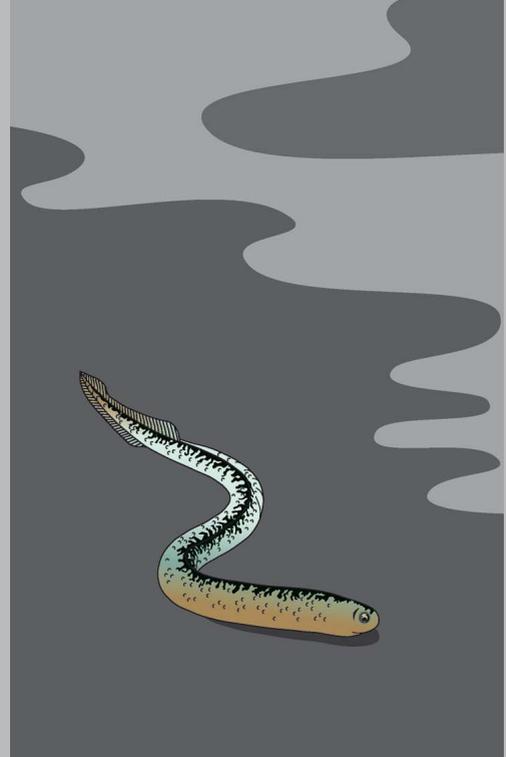


Abb. 45: Der vermutete Conodontenträger, ein primitives Wirbeltier (Länge ca. 4 cm)

Grenzziehung zwischen den einzelnen Stufen und Unterstufen sowie zur Fixierung der Unter- und Obergrenze des Devons von Bedeutung. Da bestimmte Gattungen von Conodonten nur in bestimmten Bildungsräumen vorkommen, gestatten sie auch eine Aussage über die Meerestiefe, in der das Trärgestein gebildet worden ist.

Das weitgehende Fehlen von Kalksteinen im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges und das seltene Vorkommen von Kalksteinen in den mitteldevischen Schelf-Ablagerungen setzen der Datierung mittels Conodonten enge Grenzen. Im kalkreichen Oberdevon hingegen entwickeln sich bestimmte Conodontenformen sehr rasch. Die Folge ist eine sehr dichte Abfolge von Leitformen auf der Ebene von Gattungen, Arten und Unterarten, die die Aufstellung von insgesamt 32 Zeitabschnitten (Subzonen = Conodontenzonen) für das Oberdevon ermöglichen. Man hat errechnet, dass jede dieser Subzonen etwa 500 000 Jahre gedauert hat. Für geologische Verhältnisse ist dies eine hohe Zeitauflösung, die sehr genaue Schichten-Korrelationen zulässt (Tab. 5).

Tabelle 5
Conodontenzonen
des Givetiums und Frasniums

Serie	Stufe	Conodontenzone
Oberdevon	Frasnium	<i>linguiformis</i>
		<i>rhenana</i> Späte
		<i>jamieae</i> Frühe
		<i>hassi</i> Späte
		<i>punctata</i> Frühe
		<i>transitans</i>
		<i>falsiovalis</i> Späte
		<i>falsiovalis</i> Frühe
		<i>disparilis</i> Späte
		<i>disparilis</i> Frühe
Mitteldevon	Givetium	<i>hermanni-cristatus</i> Späte
		<i>hermanni-cristatus</i> Frühe
		<i>varcus</i> Späte
		<i>varcus</i> Mittlere
		<i>varcus</i> Frühe
		<i>hemiansatus</i>

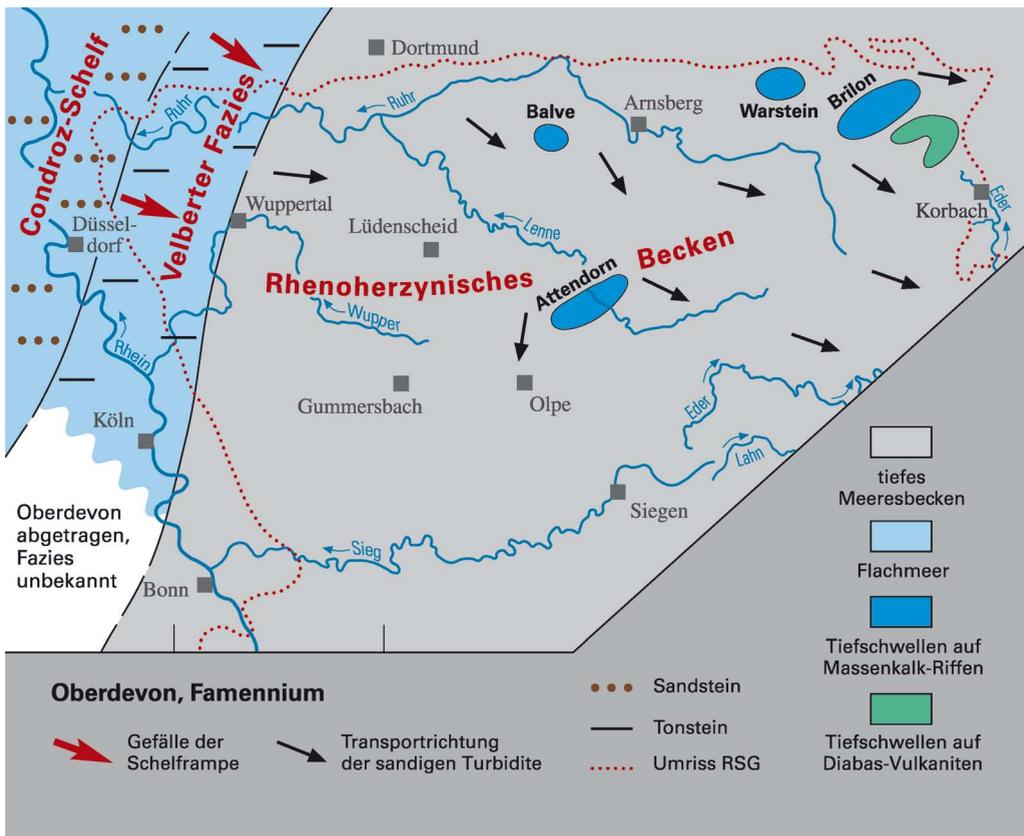
grundsätzlich verschiedenen Faziesbereichen an: der Becken- und der Schwellen-Fazies (Abb. 46). Die oberdevonische Becken-Fazies nimmt den Raum des ehemaligen Mitteldevon-Beckens ein und hatte sich schon mit dem Beginn der Massenkalk- und Flinz-Fazies nach Westen auf den Mitteldevon-Schelf ausgeweitet. Der mit den famennischen Becken-Ablagerungen korrespondierende sandige oberdevonische Schelf, nach seiner Typlokalität auch Condros-Schelf genannt, liegt dementsprechend sehr viel weiter im Westen als der Mitteldevon-Schelf. Zwischen dem Schelf und dem durch Schwellen gegliederten Becken vermittelt die Velberter Fazies des Bergischen Landes. Die Schwellen-Fazies entstand in den Bereichen, die als abgestorbene Massenkalkriffe

oder Vulkanbauten den umgebenden Beckenboden zwar deutlich überragten, aber nicht in die Zone flachen Wassers mit benthonischer Fauna reichten. Solche Schwellen werden deshalb als Tiefschwellen bezeichnet.

Bei der Gliederung der Oberdevon-Schichten hat sich in den letzten Jahren eine straffere Unterscheidung von zeitlichen und von gesteinsbezogenen Gliederungsprinzipien durchgesetzt, das heißt, biostratigraphisch begründeten Stufen stehen lithostratigraphisch definierte Schichten gegenüber (Tab. 6).

Eine begriffliche Vermischung wird vermieden, wenn die traditionellen, aber nicht anerkannten „Stufen“ Adorf, Nehden, Hemberg, Dasberg und Wocklum nur noch als Schichtenbezeichnungen

Abb. 46: Paläogeographie des Oberdevons



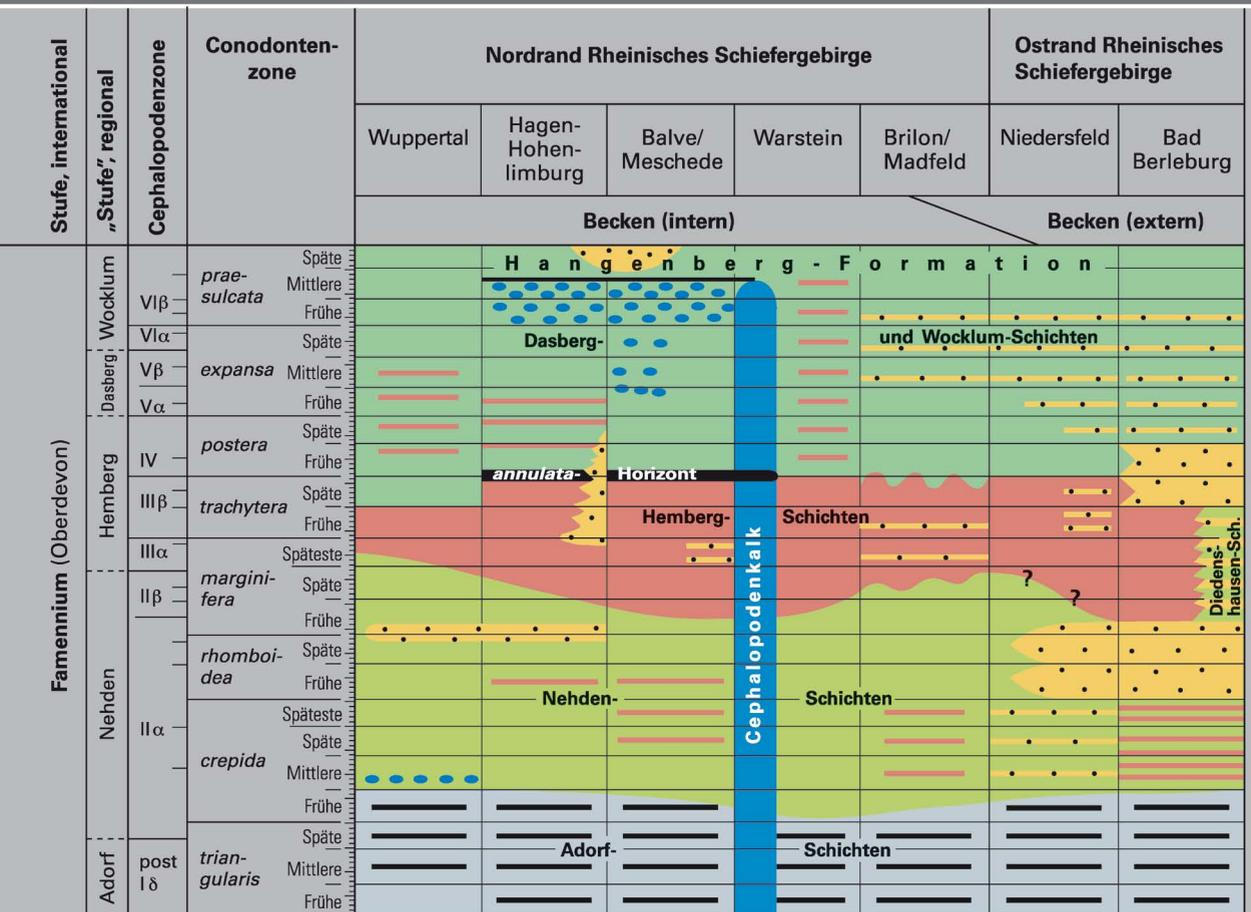
gen in der Becken-Fazies des Oberdevons verwendet werden, wie es auch ursprünglich gedacht war. Dabei stimmt die traditionelle Adorf/Nehden-Grenze nicht mit der Stufengrenze Frasnium/Famennium überein.

Die zeitliche Gliederung bedient sich der international gültigen Stufen Frasnium und Famennium und, da Unterstufen noch nicht neu definiert sind, der nach wie vor gültigen Stufenglie-

derung nach der Lebensdauer bestimmter Cephalopodengattungen und -arten. In der Praxis verwendet man zur Altersbestimmung statt der Goniatiten die leichter verfügbaren Conodonten und die sehr fein abgestufte Conodontenzonierung (Tab. 5).

Die Oberdevon-Schichten des Sauerlandes und des Wittgensteiner Landes legen sich wie ein Saum um die Mitteldevon-Schichten dieses

Tabelle 6
Lithostratigraphische Gliederung des oberen Oberdevons (Famennium)
 (n. RIBBERT 2002)



Gebietes. Nur in der Attendorn-Elsper Doppelmulde treten sie auch im Zentrum des westlichen Sauerlandes auf. Die Gesteine in der isoliert liegenden Mulde geben damit ein Bild der sie ehemals umgebenden, mittlerweile abgetragenen Becken-Ablagerungen.

Frasnium

Das Frasnium wird im Becken des östlichen Sauerlandes und des Wittgensteiner Landes durch die Bänderschiefer der Adorf-Schichten vertreten. Es handelt sich um eine feinschichtige Wechselfolge von graugrünen, kalkhaltigen Tonsteinen und dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen mit einer ausgeprägten Schlufflamination im oberen Abschnitt (Abb. 47). Die Bänderschiefer setzen bereits im obersten

Givetium ein und reichen bereichsweise bis in das unterste Famennium. Unterhalb der Grenze Frasnium/Famennium sind innerhalb der Bänderschiefer die beiden Kellwasser-Horizonte entwickelt. Es handelt sich bei ihnen um jeweils etwa 1 m mächtige Kalkstein-/Tonstein-Horizonte mit typischer Fauna. Der Obere Kellwasser-Horizont liegt genau an der Stufengrenze Frasnium/Famennium. Beide Horizonte dokumentieren großräumige und relativ kurzzeitige Änderungen in der Zirkulation des Meerwassers, die zum Massenaussterben bestimmter mariner Organismen führten. Solche einschneidenden biologischen Krisen werden „Events“ genannt. Sie treten in der Erdgeschichte immer wieder auf. Der Kellwasser-Event hat möglicherweise auch das Absterben der Korallenriffe im oberen Teil des Frasniums begünstigt. Die

Abb. 47: Adorf-Schichten (Bänderschiefer); Bad Berleburg-Arfeld



Kellwasser-Horizonte findet man in der Region um Bad Laasphe im Wittgensteiner Land, um Neuenrade im Märkischen Oberland sowie im Bereich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Weiter nördlich und nordöstlich gibt es bislang keine sicheren Nachweise.

Im Märkischen Oberland, bei Meschede sowie im Umfeld des Attendorner und des Warsteiner Riffs setzen die Adorf-Schichten erst nach dem Ende der Massenkalk- und Flinz-Fazies ein. Sie enthalten in ihrem unteren Teil letzte dünne Lagen von Flinzkalken. Nur im Bereich von Letmathe liegt zwischen Flinz- und Bänderschiefer-Fazies der ca. 100 m mächtige Oestrich-Kalk, ein hellgrauer, bisweilen feinsandhaltiger, feinkörniger Kalkstein unklarer Entstehung. Im Hangenden davon liegt bei Letmathe eine schwarzgraue Kalksteinbank, die ein Äquivalent des Oberen Kellwasser-Horizonts darstellen könnte. Die Bänderschiefer führen eine herzynische Fauna aus Ostrakoden, Tentakuliten, Muschelresten, Goniatiten und Orthoceren. Die Mächtigkeit der Adorf-Schichten schwankt zwischen 100 und 200 m.

Innerhalb des Frasniums setzt auf den Tiefschwellen der abgestorbenen Massenkalkriffe und des Hauptgrünsteins die Bildung des Cephalopodenkalks ein. Dieser im Vergleich

zu den tonigen Becken-Sedimenten sehr gering mächtige, feinkörnige Kalkstein führt außer Cephalopoden und Conodonten kaum andere Fossilien. Trotz der geringen Mächtigkeit von einigen Metern bis Dekametern ist er über den sehr langen Zeitraum des gesamten Frasniums und meist sogar darüber hinaus entstanden. Solche Schichten werden als „kondensiert“ bezeichnet.

Im Umfeld der Tiefschwellen, wo der Schwellenhang in das angrenzende Becken abfällt, schaltet sich immer mehr toniges Material in die Kalksteine ein. Es kommt zur Ausbildung von Flaserkalksteinen, Knollenkalksteinen und schließlich zu den bis in das Becken reichenden Kalkknollenschiefern. Diese Regelmäßigkeit findet sich in allen Schichtgliedern des Oberdevons.

Die abgestorbenen Riffe wie das Attendorner und Warsteiner Riff wirkten während des höheren Oberdevons als in sich gegliederte Schwellenregionen. Der Cephalopodenkalk kennzeichnet die Hochlagen des ehemaligen Riffkerns, während in der tiefer gelegenen Lagune auch Knollenkalk- und Tonsteine abgelagert wurden. Über der ehemaligen Riffaußenseite finden sich Ton- und Sandsteine, die im höchsten Oberdevon auch auf die höher gelegenen Teile der Schwelle übergriffen.

Das Warsteiner Riff wurde in seiner Tiefschwellen-Phase schon früh von einer Bruchschollentektonik erfasst, die zur Bildung der sogenannten Schlagwasserbrekzie geführt hat (Abb. 48). Sie ist eine grobdetritische Ablagerung, hervorgegangen aus untermeerischen Schuttströmen von Abtragungsmassen der Karbonatplattform. Anhand der Conodontenfaunen in den Gesteinsbruchstücken sind sämtliche Schichtglieder zwischen dem Massenkalk und dem frühen Unterkarbon belegt. Die Schlagwasserbrekzie ist in mehreren Schüttungen ab



Abb. 48: Schlagwasserbrekzie am Ostrand des Warsteiner Riffs

dem Frasnium als Auswirkung von tektonischen Bewegungen am Altenbürener Lineament entstanden. Dieses erweist sich damit als altangelegte, immer wieder aktivierte Störung.

Famennium

Die Schichten des höheren Oberdevons lassen im nördlichen Sauerland, dem Typusgebiet der rheinischen Oberdevon-Stufen, eine lithologische Unterteilung nach der Färbung der meist vorherrschenden Tonsteine erkennen. Diese sieht im Idealfall wie folgt aus: graue bis grünlich graue Nehden-Schichten, rote Hemberg-Schichten sowie graue und grünlich graue Dasberg- und Wocklum-Schichten. Zwar bilden im mittleren Abschnitt Rotschiefer den Hauptteil der Ablagerungen, aber auch in den anderen Teilen des Famenniums können dünne Rotschiefer-Horizonte vorkommen. Bei dieser Art der lithostratigraphischen Gliederung kommt es auf den Gesamteindruck der Schichten an. Die Mächtigkeit der einzelnen famennischen Schichtglieder liegt mit größeren regionalen Schwankungen jeweils zwischen 50 und 200 m. Die Grenzen zwischen den drei Abschnitten sind nur zum Teil isochron (s. Tab. 6). Die Grenzziehung zwischen den neu definierten Stufen Frasnium und Famennium hat es mit sich gebracht, dass die Fazies der Bänderschiefer, die früher in etwa mit der Adorf-„Stufe“ aufhörte, jetzt in das Famennium reicht.

Außerhalb des zuvor genannten Typusgebietes kommen im Raum Bad Berleburg – Hallenberg abweichende lithologische Einheiten vor. Sie lassen sich mit dem Famennium der nordöstlichen Dill-Mulde in Beziehung setzen.

Die Schichten des Famenniums sind vor allem reich an Ostrakoden. Daher wurden sie früher nach der Ostrakoden-Gattung „*Cypridina*“ auch Cypridinenschiefer genannt. In den Kalksteinen sind Conodonten sehr häufig. Als weitere Bewohner des offenen Meeres haben Goniatiten ihre aufgerollten Gehäuse hinterlassen. Die Schalen der pseudoplanktonisch lebenden Muschel *Guerichia venusta* kommen in allen fa-

mennischen Tonsteinen vor und erreichen in den Dasberg- und Wocklum-Schichten ihr Häufigkeitsmaximum. Trilobiten sind die einzigen Vertreter der bodenbewohnenden Meeresfauna. Es sind nur wenige Gattungen und Arten, die den Kellwasser-Event überlebten und danach das Oberdevon-Becken besiedeln konnten. Darüber hinaus kommen in den Sand- und Tonsteinen auch Lebensspuren unbekannter Organismen vor. Speziell die Sandsteine der Nehden-Schichten führen oft reichlich Pflanzenhäcksel unbekannter Herkunft.

Die Fazies des frasnischen Bänderschiefers reicht bis in die *triangularis*-Zone des frühen Famenniums (s. Tab. 6). Erst im Verlauf der *triangularis*-Conodontenzone entwickeln sich daraus bis zur *rhomboidea*-Conodontenzone die zunächst dunkelgrauen, später typisch grünlich grauen Nehden-Schichten. Sie sind zunächst nur als Tonsteine mit Schluff- und Feinsandbändern ausgebildet, bevor sich der Sandgehalt der Schichtenfolge im Raum Iserlohn bis zum bankigen Nehden-Sandstein steigert. Seine Sedimentstrukturen wie Sohlmarken, Wickelstrukturen und eine schwache Korngrößengradierung kennzeichnen ihn als turbiditisch abgelagertes Sediment (Abb. 49). Sein Sandmaterial ist, wie auch das der jüngeren famennischen Schichten, vom nordwestlich oder nördlich gelegenen Condros-Schelf als Sediment-Wasser-Suspension in das Becken geströmt und dort in Form dünner Sandbänke abgelagert worden. Die Schüttungen erreichten aber nicht alle Teile des Beckens. So sind im Raum von Brilon, Warstein und Balve keine Sandsteine zu finden. In der Attendorn-Elsper Doppelmulde treten sie lokal im Niveau der Nehden-Schichten auf. Sie beschränken sich auf den Raum der ehemaligen Riffvorderseite und enthalten dort Konglomeratlagen mit submarinen Abtragungsprodukten des Massenkalks.

Die mit 80 – 100 m größten Mächtigkeiten erreichen die Sandsteine der Nehden-Schichten zwischen Hallenberg und Bad Laasphe. Vom Raum Hallenberg aus verstärkt sich nach Sü-



Abb. 49: Unterseite einer Sandbank der Nehden-Schichten; östliches Sauerland

den der Trend, dass der untere Teil der Schichtenfolge von Rotschiefern, der obere dagegen von Sandsteinen aufgebaut wird.

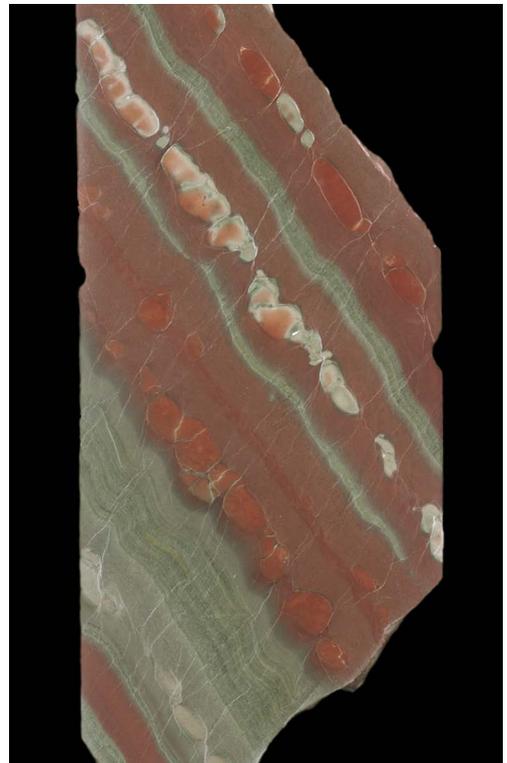
Der untere Teil der Nehden-Schichten an der Typlokalität auf dem Briloner Riff wird von pyritreichen Schwarzschiefern mit Goniatiten gebildet. Sie sind eine von der üblichen Becken-Fazies abweichende Sonderfazies auf der Tiefschwelle des Massenkalkriffs. Auch in der Elspers Mulde kommen Schwarzschiefer mit bituminösen Kalksteinen auf der ehemaligen Rückseite (Lagune) des Attendorner Riffs vor.

Eine Besonderheit der höheren Nehden-Schichten sind Konglomerate in den Sandsteinen. Sie treten in der Wittgensteiner Mulde bei Bad Berleburg-Diedenshausen, in der Attendorf-Elspers Doppelmulde bei Eslohe-Frielinghausen und Lennestadt-Oberalbert, bei Plettenberg und an der Seiler bei Iserlohn auf. In der Wittgensteiner Mulde werden sie als Diedenshausen-Schichten und bei Iserlohn als Seiler-Schichten bezeichnet. Die Konglomerate füh-

ren je nach Region Gerölle von umgelagertem Nehden-Sandstein, dunklem Cephalopodenkalk, Flinzkalk, Massenkalk oder Tonstein. Die Sandsteingerölle können bei Diedenshausen einen Durchmesser von bis zu 20 cm erreichen. Eine Besonderheit der Seiler-Schichten ist, dass sie stratigraphisch fast das gesamte Famennium umfassen.

Die Hemberg-Schichten beginnen innerhalb der tieferen *marginifera*-Conodontenzone je nach Region mit intensiv roten oder rot-grün gefleckten, tonigen Kalkknollengesteinen (Abb. 50). Auffällig wie sie sind, haben sie früher die volkstümliche Bezeichnung „Fossley“ (Fuchsstein) erhalten. Wie in allen pelitischen Rotsedimenten stammt auch hier die Färbung von fein verteiltem Eisenoxid (Hämatit). Ihre stratigraphische Reichweite nimmt entlang des Nordrandes des Remscheid-Altener Sattels von Osten nach Westen ab. Mit Annäherung an den Condroz-Schelf keilen sie gänzlich aus und

Abb. 50: Rotschiefer der Hemberg-Schichten mit Kalkknollen und grünen Lagen; Bohrung Beringhofen bei Marsberg



gehen in die Velbert-Schichten des Bergischen Landes über. Im Raum von Meschede und Brilon sowie in der Attendorn-Elisper Doppelmulde und im Wittgensteiner Land treten auch im Niveau der Hemberg-Schichten Sandsteine (Hemberg-Sandstein) auf. Im Raum von Bad Berleburg werden die auch dort überwiegend roten Hemberg-Schichten lokal durch graue Diedenshausen-Schichten vertreten.

Der Übergangsbereich von den Hemberg- zu den überlagernden Dasberg- und Wocklum-Schichten liegt in großen Teilen des nördlichen Sauerlandes in der *postera*-Conodontenzone (s. Tab. 6). In diesem Zeitabschnitt tritt an der Basis der Schichtenfolge der *annulata*-Horizont in Form einer beziehungsweise zweier eng benachbarter Schwarzschieferlagen auf. Durch klimatische Veränderungen kam es im Oberdevon-Meer zu einer erhöhten Planktonproduktion.

In den Dasberg- und Wocklum-Schichten – beide unterscheiden sich in ihrer tonigen Ausbildung nicht voneinander – dominieren wieder graue und grünlich graue Tonsteine mit Kalkknollen über Einschaltungen von Rotsedimenten. Turbiditische Sandsteine kommen besonders im Raum von Brilon und Bad Berleburg sowie in der Attendorn-Elisper Doppelmulde vor.

Im Raum Hagen-Hohenlimburg – Balve verdichten sich ab der Späten *expansa*-Zone die Kalkknollen zu einem gering mächtigen, an Cephalopoden reichen, immer noch knolligen Schwellenkalk, dem Wocklum-Kalk.

Als Besonderheit des oberen Teils der Dasberg- und Wocklum-Schichten tritt in der Attendorn-Elisper Doppelmulde eine turbiditische Schichtenfolge mit Konglomeraten aus gerundeten Quarzgeröllen, Fragmenten aus Sand-, Ton- und Kalkstein vermischt mit Kalkooiden auf. Ähnliche Konglomerate kommen auch an der Lokalität Seiler bei Iserlohn vor. Für beide Vorkommen wird ein im Norden gelegenes Liefergebiet der Schüttungen angenommen.

Die Lithofazies der famennischen Tonstein-Knollenkalk-Folgen reicht mit den meist weni-

ger als 15 m mächtigen grauen Gesteinen der Hangenberg-Formation bis in das tiefste Unterkarbon. Erst darüber beginnen die für die unterkarbonische Kulm-Fazies so typischen Schwarzschiefer und Kieselgesteine. Die Hangenberg-Formation bildet somit den Grenzhorizont zwischen den Systemen Devon und Karbon. Sie setzen sich im nördlichen Sauerland und in der Attendorn-Elisper Doppelmulde aus Tonsteinen, Kalksteinen, örtlich auch Schwarzschiefern und Sandsteinen zusammen. Im östlichen und südlichen Sauerland und im Wittgensteiner Land schrumpfen sie auf eine fossilarme Tonsteinabfolge mit einzelnen Kalksteinknollen zusammen.

Karbon

Die Schichten des Karbons umrahmen in einem relativ schmalen Streifen im Norden und im Osten das Devon des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Diese tektonisch bedingte Anordnung hat zur Folge, dass über die Karbon-Ablagerungen, die vor Faltung und Abtragung über den devonischen Gesteinen des Schiefergebirges lagen, für weite Flächen nur verallgemeinernde Aussagen möglich sind. Eine große Hilfe sind die Karbon-Ablagerungen der Attendorn-Elisper Doppelmulde, die in ihrer Zusammensetzung nicht wesentlich von der im Ruhrgebiet abweichen und so eine Vorstellung von den im weiteren Umfeld abgetragenen Karbon-Schichten geben.

Das Erdzeitalter des Karbons entspricht einem Zeitraum von 65 Mio. Jahren. Es umfasst zwei von ihrem Ablagerungsgeschehen her sehr unterschiedliche Abschnitte, die traditionell als Unterkarbon (Dinantium) und Oberkarbon (Silesium) bezeichnet werden. Auf das Oberkarbon bezieht sich der Name des Zeitalters, der mit „Steinkohlenzeit“ übersetzt werden kann. Die traditionelle Grenzziehung in Mitteleuropa ist dort erfolgt, wo zwischen den Unterkarbon-Schichten in Kohlenkalk-Fazies beziehungsweise denen der zeitgleichen Kulm-Fazies und dem darüber folgenden „Steinkohlengebirge“

eine sehr deutliche Änderung der Ablagerungsverhältnisse erfolgte. Im Übergangsbereich kommen Goniatiten vor, deren artliche Entwicklung sie zu Leitfossilien für die Gliederung und Abgrenzung von Unter- und Oberkarbon macht. Im unteren, kieselligen Teil der Unterkarbon-Schichten, wo Goniatiten gänzlich fehlen, ermöglichen Conodonten eine Altersbestimmung. Eine neue international gültige Abgrenzung von Mississippium (Unterkarbon) und Pennsylvanum (Oberkarbon) liegt stratigraphisch um einiges höher und schon innerhalb des sogenannten Flözleeren.

Den traditionellen Untergliederungen von Kulm-Schichten und „untersten Schichten des Flözleeren“ sind neuerdings regelgerechte Bezeichnungen an die Seite gestellt worden (s. Tab. 7). Ebenfalls weiterentwickelt hat sich die Abfolge der Goniatiten-Subzonen des biostratigraphischen Zeitmaßstabs.

Die heute Mitteleuropa aufbauenden Kontinentalplatten hatten während des Devons durch ihre anhaltende Nordwanderung eine sehr äquatornahe Position erreicht (s. S. 25: Abb. 4). Die plattentektonische Entwicklung steuerte dann während des Karbons mit der variszischen Faltung auf einen tektonischen Höhepunkt zu. In ihrem Verlauf wurde der Rheinische Trog als Randtrog des Rhenoherynischen Beckens durch die Norddrift der Gondwana-Platte und der ihr vorgelagerten kleineren Platten geschlossen. Durch den Zusammenschub der überwiegend devonischen Trogsedimente entstand im heutigen Mitteleuropa das Variszische Gebirge.

Unterkarbon

Im Unterkarbon machte sich im Rhenoherynischen Becken eine regionale Zweiteilung der marinen Ablagerungsräume bemerkbar. Die Zweiteilung entspricht in etwa der devonischen Faziesgliederung in Schelf und Becken, nur dass die Grenzlinie im Unterkarbon weiter im Nordwesten lag. Dementsprechend stehen sich während des Unterkarbons der Kohlenkalk-

Schelf im Westen (Aachen, Ratingen) und das Kulm-Becken östlich davon gegenüber (Abb. 51).

Tournaisium

Die unterkarbonische Schichtenfolge des Kulm-Beckens beginnt mit der nur wenige Meter mächtigen, systemübergreifenden Hangenberg-Formation, auch Devon/Karbon-Übergangsschichten genannt (Tab. 7). Sie gleicht in ihrem unteren Teil noch sehr den grünlich grauen, Kalkknollen führenden Tonsteinen des oberdevonischen Famenniums. Die Hangenberg-Formation enthält eine vulkanische Tufflage, die eine Altersbestimmung der Devon/Karbon-Grenze zulässt. Darüber folgen Kalkknollenlagen und feinkörnige Kalksteine, die mit typisch hell grünlich grauen Tonsteinen wechsellagern. Die biostratigraphische Grenzziehung zwischen Devon und Karbon erfolgte mittels Goniatiten und liegt im obersten Teil der tonigen Schichtenfolge. Darüber folgen die Schichten der unterkarbonischen Kulm-Fazies.

Am Nord- und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ist die Schichtenfolge des Unterkarbons oberhalb der Hangenberg-Formation in großen Zügen sehr einheitlich aufgebaut. Die Grundsedimentation des Kulm-Beckens wird zunächst von Alaunschiefern, dann von Kieselgesteinen unterschiedlicher Färbung und schließlich von Tonsteinen gebildet. In die autochthone Grundsedimentation sind wiederholt Sedimentschüttungen weiter entfernter Liefergebiete eingeschaltet.

Die Kulm-Ablagerungen enthalten eine Vielzahl von dünnen vulkanischen Tufflagen. Oft sind es gelblich weiße, weichplastische Tonlagen, die aus der frühdiagenetischen Umwandlung von primären Glasaschen (Bims) entstanden sind. Es gibt aber auch feste Kristalltuffe aus Quarz, Feldspat und Biotit.

Über der Hangenberg-Formation folgen mit der Kahlenberg-Formation (Liegende Alaunschiefer) bis zu 20 m mächtige, schwarze, oft etwas kieselige Tonsteine mit einzelnen Phos-

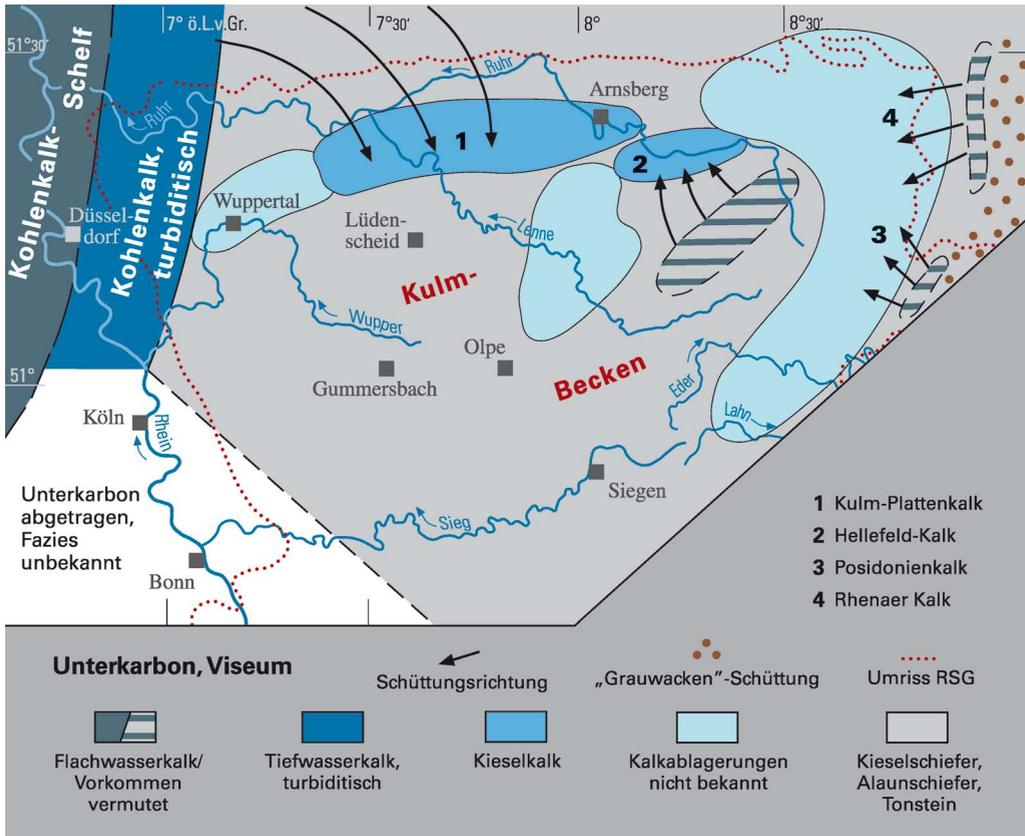


Abb. 51: Paläogeographie des Unterkarbons (nach KORN 2002 u. MEISCHNER 1962)

phoritknollen. Ein gewisser Pyritgehalt hat sie in der Vergangenheit für die Gewinnung von Alaun interessant gemacht.

Mittels Conodonten lassen sich Teile dieses Horizontes mit solchen im unteren Teil der Kohlenkalk-Fazies korrelieren.

Die Kahlenberg-Formation dokumentiert einen globalen Event. Dieser führte zu einer Veränderung der ökologischen und sedimentbildenden Faktoren, die sowohl im Kuhl-Becken als auch auf dem Kohlenkalk-Schelf zur plötzlichen Ausbreitung eines sauerstofffreien Milieus im bodennahen Meerwasser führten.

Über der Kahlenberg-Formation folgt die Hardt-Formation (Kuhl-Kieselnschiefer). Es sind bankige, schwarze Kieselnschiefer mit wenigen

Alaunschiefer- oder weißen Tuffzwischenlagen. Die Lydite sind feinkörnig, dicht, sehr hart und spröde, gut geschichtet sowie kleinststückig und scharfkantig brechend. Da die Schichtenfolge stark spezialgefaltet ist, lässt sich ihre Mächtigkeit von durchschnittlich 30 – 40 m nicht immer sicher bestimmen.

Die Kieselnschiefer der Hardt-Formation bestehen mineralogisch zu etwa 70 – 80 % aus feinstkristallinem Quarz. Der Rest wird von Feldspat, Tonmineralen und mikroskopisch kleinen Kügelchen aufgebaut. Manche dieser Kügelchen sind als Radiolarien – einzellige Kleinstlebewesen – zu identifizieren, was einen Hinweis auf die Entstehung der Lydite aus Kieselalgenschlämmen liefert. Wesentliche Voraussetzung für ihre Bildung ist aber, dass ihr

Tabelle 7

Stratigraphische Gliederung des Unterkarbons am Nord- und Ostrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges (n. KORN 2006, KORN et al. in Vorb.)

Serie, international	Serie, regional	Stufe	„Stufe“, alt	Ammonoiten aktuell	Rheinisches Schiefergebirge							
					Nordrand				Ostrand			Bad Berleburg-Elsoff
					Hemer	Balve/Warstein	Meschede	Alme/Madfeld	Korbach-Rhena	Medebach		
Mississippium	Unterkarbon (Dinantium)	Viscum	cdlll/Goniatites	γ	<i>Emstites novalis</i>	Herdringen-Formation (Kulm-Plattenkalk)	Seltersberg-Formation (Hangende Alaunschiefer)	Wennemen-Formation (Kulm-Plattenkalk)	Leibach-Formation (Kulm-Tonschiefer)	Dainrode-Formation (Kulm-Grauwacke)		
					<i>Caenolyroceras chalicum</i>							
					<i>Lyrogoniatites liethensis</i>							
					<i>Lyrogoniatites eisenbergensis</i>							
					<i>Lusitanoceras poststriatum</i>							
					<i>Neoglyphioceras suerlandense</i>							
			β	<i>Paraglyphioceras rotundum</i>	Dieken-Formation (Kulm-Tonschiefer)	Scharfenberg-Subformation (Posidonienkalk)	Rhena-Subformation (Rhenaer Kalk)	Leibach-Formation	schiefer			
				<i>Neoglyphioceras spirale</i>								
				<i>Lüsenbergites gracilis</i>								
				<i>Lüsenbergites falcatus</i>								
			α	<i>Goniatites spirifer</i>	Retringen-Subformation	Bromberg-Formation	Linnepe-Subformation	Bromberg-Formation				
				<i>Goniatites fimbriatus</i>								
				<i>Goniatites crenistria</i>								
				<i>Goniatites globostriatum</i>								
		Tournaisium	cdll/Pericyclus	β	<i>Goniatites hudsoni</i>	(Kieselige Übergangsschichten)						
					<i>Entogonites grimmeri</i>							
				α	<i>Entogonites nasutus</i>	Becke-Oese-Formation	Hillershäuser-Formation	Hellefeld-Formation	Hillershäuser-Formation			
					(Kulm-Kieselkalk)							
					<i>Ammonellites kochi</i>	Kattensiepen Fm. (Erdbacher Kalk)		Bömighäuser-Subfm. Erdbacher Kalk				
					Hardt-Formation (Kulm-Kieselschiefer)							
					Kahlenberg-Formation (Liegende Alaunschiefer)							
					cdll/Gattendorfia	α	<i>Paragattendorfia patens</i>	Hangenberg-Formation				
							<i>Pseudarietites westfalicus</i>					
							<i>Paprothites dorsoplanus</i>					
							<i>Acutimitoceras acutum</i>					

Ablagerungsraum fernab von jedem Liefergebiet für andere Materialschüttungen gelegen hat. Sedimentationsbecken wie das der kulmischen Kiesel- und Alaunschiefer werden daher als Hungerbecken bezeichnet. Die Ablagerung der gering mächtigen Schichtenfolge ist über einen Zeitraum von etwa 20 Mio. Jahren und somit extrem langsam erfolgt.

Die Hardt-Formation enthält lokal gering mächtige Einschaltungen von meist schwarzen, an Krinoiden reichen Kalkstein-Horizonten. Deren biodetritisches Ausgangsmaterial ist auf den als Schwellen erhaltenen Massenkalkriffen entstanden und turbiditisch in angrenzende Becken verfrachtet worden. Früher nach einem Vorkommen in der Dill-Mulde (Hessen) allgemein als Erdbach-Kalkstein bezeichnet, tragen sie heute nur zum Teil neue regionale Benennungen. Derartige Ablagerungen finden sich südlich des Briloner Riffs (Enkenberg), aber auch auf dem Riff selbst. Dort sind sie in Wannen und tief reichenden Spalten des untermeerisch verkarsteten Massenkalks eingelagert. Weitere Vorkommen des „Erdbach-Kalksteins“ befinden sich am Attendorner Riff sowie am Ostrand des Schiefergebirges, wo bei Medebach die Typlokalität der Bömighausen-Subformation liegt. Am Warsteiner Riff ist die dortige Einschaltung in die Hardt-Formation untypisch grau, fossilreich und mit tuffitischen Ablagerungen verknüpft (Kattensiepen-Formation).

Viseum

Oberhalb der schwarzen Kieselschiefer folgen etwas hellere, bis zu 70 m mächtige Kulm-Kieselkalke mit den regionalen Differenzierungen in die Becke-Oese-, Hillershausen- und Hellefeld-Formation. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus dünnbankigen, verkieselten und sehr feinkörnigen Kalksteinen mit ebenso verkieselten Tonsteinen. Die Wechselagerung wird oft erst im Laufe der Verwitterung erkennbar, da die fröhdiagenetische Verkieselung den ursprünglichen Gesteinscharakter maskiert hat. Stratigraphisch reichen diese

Gesteine bis in das tiefe Unterkarbon III (*Goniatites*-Stufe) der Kulm-Gliederung nach Goniatiten (s. Tab. 7). Nach Süden bis hin ins Wittgensteiner Land nimmt die Mächtigkeit der Kieselkalke kontinuierlich bis auf wenige Meter ab, sodass sie dort mit den Kieselschiefern der Hardt-Formation zusammengefasst werden.

Die Kieselkalke gehen nordöstlich von Hemer, bei Becke-Oese, in gut gebankte, grob biodetritische Kalksteine über. Diese sind, mit einer Unterbrechung im Bereich der Lüdenscheider Mulde, bis Meschede verbreitet. Es handelt sich um die maximal 125 m mächtigen Kalksteine der Hellefeld-Formation. Eine Vielzahl von Fossilbruchstücken des marinen Flachwassers, wie Krinoiden, Korallen, Bryozoen, Foraminiferen und Kalkalgen, deuten auf einen ursprünglichen Bildungsbereich dieser Kalksteine auf Schwellen südlich ihrer heutigen Verbreitung und einen anschließenden turbiditischen Transport hin. Der extrem feinkörnige karbonatische Detritus der Kieselkalke am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels stellt sehr liefergebietsferne Ausläufer dieser Turbidite dar. Ein zweites Vorkommen grob biodetritischer Kalksteine im Niveau der Kieselkalke beginnt bei Becke-Oese (Becke-Oese-Formation) nordöstlich von Hemer und folgt dem Remscheid-Altenaer Sattel bis Arnsberg.

Darüber folgen im gesamten Rhenoheryzynischen Becken 10 – 12 m mächtige, zum Teil noch kieselige Alaunschiefer und kieselige Tonsteine mit Kalksteineinschaltungen der Bromberg-Formation. Diese früher als Kieselige Übergangsschichten bezeichnete Schichtenfolge vermittelt zwischen der kieseligen und der tonigen Kulm-Fazies. An ihrer Basis ist ein Leithorizont, eine Lage mit dem Goniatiten *Entogonites grimmeri* (Abb. 52), weit verbreitet. Dieser liegt im obersten Teil der gleichnamigen Subzone (Tab. 7). Ein weiterer Leithorizont, der *crenistris*-Horizont, befindet sich im oberen Teil der Schichtenfolge. Darüber hinaus enthält sie zahlreiche dünne Lagen von Tuffen und dünne Kalkturbidite, die die Mächtigkeit der Schichtenfolge auf mehr als das Doppelte



Abb. 52: Der Goniatit *Entogonites grimmeri*, Leitfossil des tiefen Unterkarbons

anschwellen lassen können. Regionale, kalksteinreichere Varianten der Bromberg-Formation sind die Retringen-Subformation an der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Sattels und die Linnepe-Subformation im Raum Sundern-Westenfeld – Meschede.

Die ein bis drei Kalksteinbänke des *crenistrina*-Horizonts sind nicht turbiditisch, sondern als ausschließlich Cephalopoden führendes Kalksediment am Meeresboden des Kulm-Beckens

abgelagert worden. Ihre Entstehung wird in Zusammenhang mit einer abiotischen Kalkausfällung während eines Meeresspiegel-Hochstandes gesehen. Dieser Horizont wurde europaweit nachgewiesen.

Mit dem Beginn des Unterkarbons III β setzen lokal unterschiedliche Sedimente ein. Am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels und dem Südrand der Lüdenscheider Mulde bis östlich von Meschede sind es die bis zu 150 mächtige Herdringen- und die Wennemen-Formation (Kulm-Plattenkalk), die das gesamte Unterkarbon III β und γ umfassen (s. Tab. 7). Ähnlich der Hellefeld-Formation sind sie gut gebankte Folgen von biotritischen Kalksteinen, die mit Tonsteinen wechsellagern (Abb. 53).

Viele der zwischen wenige Zentimeter und 2 m mächtigen Bänke zeigen eine Gradierung der Bioklastengröße (grob unten) oder Schrägschichtung im oberen Bankteil; sie sind also typische turbiditische Sedimentschüttungen. Die Herkunft der Turbiditströme ist nicht ganz eindeutig. Ein Teil des Materials wird vom Kohlenkalk-Schelf im Westen oder Nordwesten (s. Abb. 51) gekommen sein, möglich ist aber auch eine Herkunft von Schwellenbereichen im Süden, die den Detritus der Hellefeld-Formation geliefert haben.

Abb. 53: Herdringen-Formation (Kulm-Plattenkalk); Steinbruch Becke-Oese, Hemer



Die Verbreitung der Herdringen- und der Wennemen-Formation erstreckt sich am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels von Hagen bis Arnsberg. Am Südrand der Lüdenscheider Mulde werden sie bei Sundern-Amecke zunächst von tonigen Ablagerungen der Dieken-Formation (Kulm-Tonschiefer) vertreten. Darüber folgt noch im höchsten Unterkarbon die Seltersberg-Formation (Hangende Alaunschiefer). Weiter nach Osten setzt der Kulm-Plattenkalk mit der Wennemen-Formation wieder ein, um dann östlich von Meschede endgültig durch tonige Ablagerungen der Lelbach-Formation (Kulm-Tonschiefer) vertreten zu werden. Die zwischen 40 und 200 m mächtigen Kulm-Tonschiefer umfassen, wie der Plattenkalk, das Unterkarbon III β und γ . Sie bestehen aus grauen, oft fein geschichteten Tonsteinen, die im unteren Teil noch Alaunschiefern ähneln und nach oben hin immer mehr Schluff enthalten. Charakteristisches Fossil ist neben einzelnen Goniatiten die Muschel *Posidonia becheri*. Im obersten Teil machen sich erste Feinsandstreifen der herannahenden Grauwackenschüttung bemerkbar. Die Kulm-Tonschiefer der Elsper Mulde reichen stratigraphisch bis in den tiefsten Teil des oberkarbonischen Namuriums hinein, da die Grauwackenschüttungen aus Südosten nicht bis in diese Region gelangten (s. Abb. 51).

Die Kulm-Tonschiefer enthalten wie ihre kieselligen Liegendschichten biodetritische Kalksteineinlagerungen. Der Kalkstein-Horizont der Scharfenberg- und Hesseberg-Subformation (= Posidonienkalk) ist ca. 10 m mächtig und am Nord- bzw. am Ostrand des Schiefergebirges weit verbreitet. Der Horizont wird von dünnen Kalksteinlagen und bituminösen Kalkturbiditen in Wechsellagerung mit Tufflagen und fein geschichteten Tonsteinen aufgebaut.

Der Kalkstein-Horizont der Rhena-Subformation (= Rhenaer Kalk) ist rund 15 m mächtig und hauptsächlich im Raum von Korbach-Rhena und Kirchhudem-Bömighausen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ver-

breitet. Die mit Tonsteinen wechsellagernden Kalksteine sind schwarz und bituminös und zeigen die für Kalkturbidite typische Korngrößen-gradierung. Als Bioklasten sind Flachwasserformen wie Krinoiden, Bryozoen, Brachiopoden, Foraminiferen und Ostrakoden anzutreffen.

Der Biodetritus von Posidonien- und Rhenaer Kalk stammt von Liefergebieten, die südlich des Schiefergebirges lagen und mit den beginnenden Grauwackenschüttungen in Verbindung stehen (s. im Folgenden).

Ab dem hohen Unterkarbon III β macht sich am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ein gänzlich neuer Sedimenttyp, die Grauwacken der Dainrode-Formation (Kulm-Grauwacke) bemerkbar. Ihre von Südosten her kommende Schüttung überlagert die Kulm-Tonschiefer und reicht nach Norden in immer höhere Zeitabschnitte des Unterkarbons III β und γ . Im unteren Teil der Abfolge dominieren noch Tonsteine und oft sind nur einzelne, zentimeterdünne, feinkörnige Grauwackenbänkchen eingelagert. Im höheren Teil der Abfolge kommt es dann lokal zu Einschaltungen 10 – 20 m mächtiger dickbankiger Grauwacken. Sie zeichnen sich durch eine Gradierung der Korngröße aus, wodurch der basale Teil einer Bank oft grobkörnig oder konglomeratisch ist. Auch die Abfolge bestimmter Sedimentstrukturen (Bouma-Sequenz) innerhalb einer Bank und Sohlmarken kennzeichnen die Kulm-Grauwacken als turbiditisch verfrachtete Sedimentmassen.

Die Zusammensetzung unterkarbonischer Grauwacken ist neben Quarz und Tonmineralen durch ihren Gehalt an Feldspat und Gesteinsbruchstücken gekennzeichnet. Die letzten beiden relativ leicht verwitterbaren Komponenten charakterisieren das Gestein als unreif. Dafür spricht auch das breite Korngrößenspektrum, das zeigt, dass das Grauwackenmaterial nach seiner Entstehung als Abtragungsmasse nicht vorsortiert wurde. Abtragungsgebiet ist das während des Unterkarbons entstehende Variszische Gebirge im Süden des heutigen Rheinischen Schiefergebirges. Eine Analyse

der durch die Sohlmarken angezeigten Transportrichtungen weist auf einen generell nach Westen gerichteten Transport hin, ausgehend von einem im Untergrund der heutigen Hessi-

schen Senke gelegenen Grauwacken-Schuttkegel. Dort ist auch der Ausgangspunkt für den Flachwasserdetritus von Posidonien- und Rheinaer Kalk zu suchen (s. Abb. 51).

Exkurs: Unterkarbonischer Vulkanismus in Sauerland und Wittgensteiner Land

Im Unterkarbon setzte nach dem mitteldevonischen Grünstein-Vulkanismus eine zweite Phase von untermeerischem Vulkanismus mit basaltischer Zusammensetzung ein. Es ist der sogenannte Deckdiabas-Vulkanismus, dessen Hauptverbreitung in der südlich gelegenen hessischen Dill-Mulde war, der aber auch am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges Spuren hinterlassen hat. Das Vorkommen von Willingen-Wellinghausen (Hessen) ist ein solcher Diabas, der samt seinen Tuffen in einer Mächtigkeit von etwa 20 m in den Horizont der dortigen Hillershausen-Formation eingeschaltet ist. Er ist als basaltische Lava auf dem Meeresboden ausgeflossen und später zu Diabas, genauer gesagt zu Metabasalt, umgewandelt worden. Das frische Gestein ist dunkelgrün bis grau, blasenreich und stellenweise durch eine Umwandlung der Feldspäte stark karbonatisch.

Eine Begleiterscheinung des unterkarbonischen Deckdiabas-Vulkanismus ist der im Wittgensteiner Land vorkommende Eisenkiesel. Das sehr harte, graue bis rötliche Gestein kommt dort in den Hardt-Formation vor und setzt sich aus Quarz, Chalzedon und Hämatit zusammen.

Die im Raum von Niedersfeld in den devonischen Fredeburg-Schichten und südlich von Meschede in den etwas jüngeren Selscheid-Schichten verbreiteten intrusiven Diabase gehören aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung ebenfalls zum Deckdiabas-Vulkanismus und werden als Zufuhrkanäle längst abgetragener Diabasdecken in Unterkarbon-Schichten gedeutet.

In die Unterkarbon-III-Schichten (Viseum) sind immer wieder dünne weiße Tonlagen mit metabentonitischer Zusammensetzung eingeschaltet. Es sind verwitterte Aschentuffe eines sauren, rhyodazitischen bis dazitischen Vulkanismus. Seltener sind Kristalltuffe. Ein etwas mächtigerer Kristalltuff von 20 cm Dicke ist der Beddelhäuser Tuff, der an der Grenze zwischen der Bromberg- und der Lelbach-Formation eingeschaltet ist. Er besteht hauptsächlich aus Feldspatkristallen, Blättchen von dunklem Glimmer (Biotit) und nicht selten auch Fossilresten. Mitunter ist eine Größengradierung der Mineralkörner zu beobachten. Die Aschen- und Kristalltuffe sind wahrscheinlich durch die Luft von weit entfernten Vulkanzentren außerhalb des Rheinischen Schiefergebirges herantransportiert worden.

Oberkarbon

Mit dem Beginn des Oberkarbons änderten sich die Ablagerungsverhältnisse im Bereich des heutigen Rheinischen Schiefergebirges nochmals grundsätzlich. Waren zuvor im Devon die sandig-tonigen Sedimente generell von Norden in das Rhenohernynische Becken gelangt, so kamen sie im Verlauf des späten Unterkarbons und des Oberkarbons zunehmend aus Süden. Dort hatte im Verlauf des Unterkarbons die variszische Faltung den Meeresraum immer kleiner werden lassen, sodass im Oberkarbon nur noch ein Restbereich, die Subvariszische Saumsenke, bestand (Abb. 54). Auch sie wurde dann im Verlauf des Oberkarbons mit Sedimenten gefüllt.

Namurium A – flözleeres Oberkarbon

Als erster Schritt der Umgestaltung des Karbon-Beckens kam die biogene Karbonatproduktion des Kohlenkalk-Schelfs einschließlich der davon ausgehenden detritischen Kalke (Herdringen-/Wennemen-Formation) durch die Sedimentation schwarzer Tone zum Erliegen. Diese deckten die Kalke flächenhaft ab. So entstand am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges die bis zu 200 m mächtige Seltersberg-Formation (Hangende Alaunschiefer; Tab. 8). Sie ist sehr reich an Eisensulfid (Pyrit), das sich im Lauf der Gesteinsverwitterung zum Kalium-Aluminiumsulfat Alaun umsetzt. Die Schichtenfolge entwickelt sich schnell von reinen Alaunschiefern zu dunklen, feinsandgestreiften Tonsteinen und führt als fast einzige marine Fossilien die Reste von Goniatiten. Die Seltersberg-Formation bildet die unterste Schichteneinheit des flözfreien Oberkarbons, des sogenannten Flözleeren. Dort, wo die darüber folgenden Sandschüttungen der Arnsberg-Formation zuerst beginnen, ist ihr stratigraphischer Umfang am geringsten. Nach Westen vergrößert er sich entsprechend dem späteren Einsetzen der Sandschüttung bis Wuppertal beträchtlich.

Beginnend im Raum von Warstein-Hirschberg, entwickelt sich die Seltersberg-Formation weiter

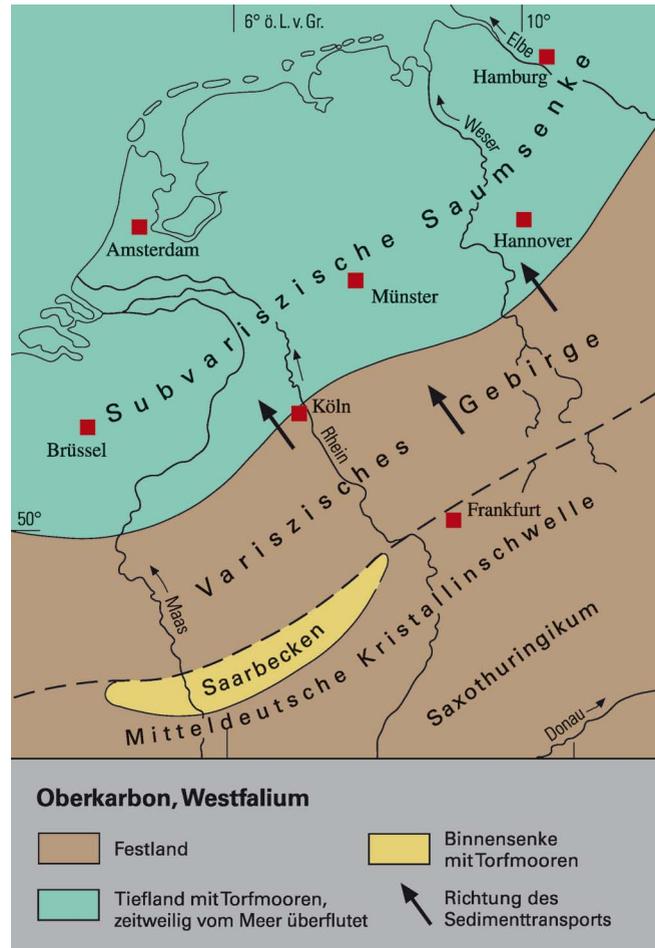
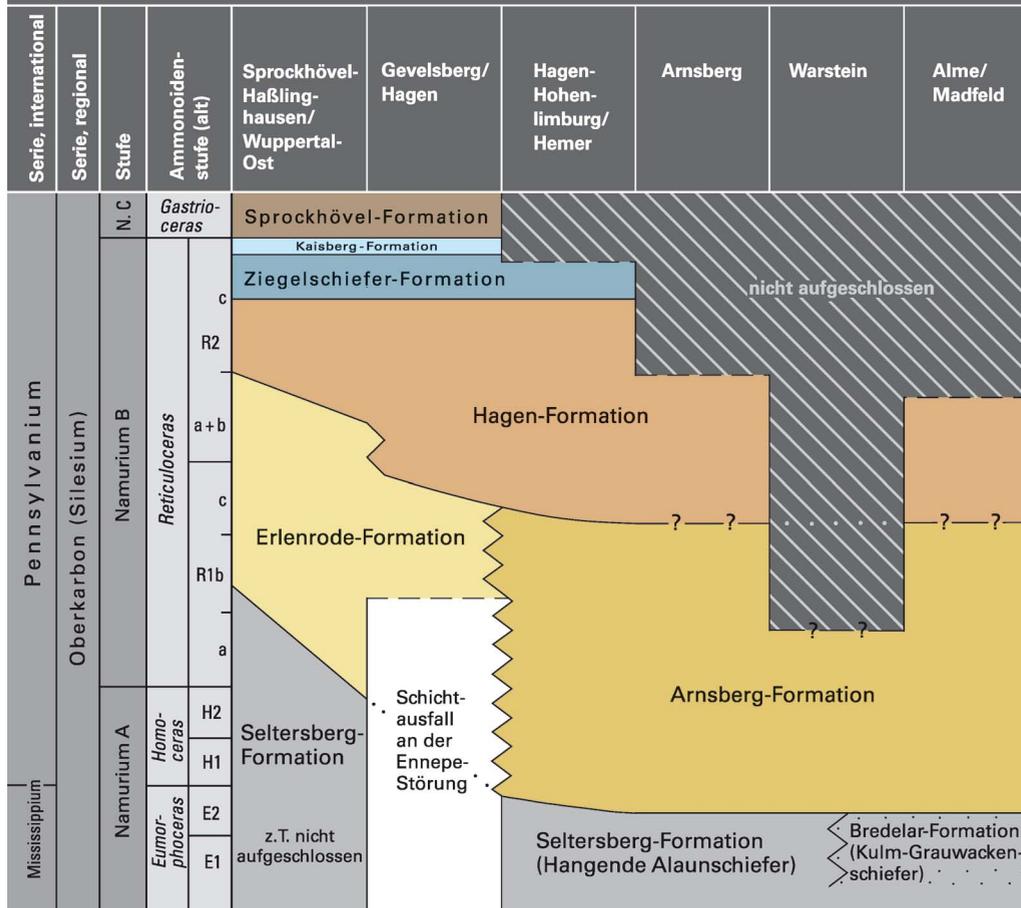


Abb. 54: Paläogeographie des Oberkarbons

nach Osten zu den sandgebänderten, grauen Tonsteinen der Bredelar-Formation (Kulm-Grauwackenschiefer; Tab. 8). Der Sandgehalt der Schichten stammt vermutlich von den jüngsten Grauwackenschüttungen am Ostrand des Schiefergebirges.

Im Verlauf des tiefen Oberkarbons (Namurium A und B) machen sich am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges klastische Sedimentschüttungen aus Süden bemerkbar. Es sind zunächst die Sandsteine der Arnsberg-Formation, die von ihrem Sedimentationszentrum im östlichen Rheinischen Schiefergebirge bis etwa Hagen verbreitet sind. Bis dort-

Tabelle 8
Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons
am Nordrand des Sauerlandes (n. RIBBERT in WREDE 2005)



hin werden die Sandsteine immer seltener und stattdessen treten einzelne helle, bisweilen konglomeratische Quarzitbänke auf. Es sind die früher als Quarzit- und Konglomeratzone oder auch als Quarzit-Folge bezeichnete Schichten der Erlenrode-Formation. Auch diese wird weiter nach Westen hin zunehmend durch die Seltersberg-Formation ersetzt (Tab. 8).

Im westlichen Märkischen Oberland folgt über der Erlenrode-Formation die Hagen-Formation, östlich von Hohenlimburg folgt sie über der Arnsberg-Formation. Wie deren Schichten

bilden die der Hagen-Formation eine Wechselfolge aus fein- bis grobkörnigen, selten konglomeratischen Sandsteinbänken und dunklen, oft sandstreifigen Tonsteinen. Abweichend von den Sandsteinen der Arnsberg-Formation zeigen die der Hagen-Formation einen deutlichen Gehalt an Hellglimmerschuppen.

Die Sandsteine des flözleeren Oberkarbons sind mit denen der Devon-Zeit kaum zu vergleichen. Ihr Quarzgehalt liegt im Durchschnitt nur zwischen 50 und 60 Volumen-%. Der Rest wird in mengenmäßig abnehmender Reihenfolge

ge von Tonmineralen der Gesteinsgrundmasse, Gesteinsbruchstücken von der Größe der Quarzkörner sowie von Feldspat gebildet. Die früher verwendete Bezeichnung „Grauwacke“ entsprach der landläufigen Bezeichnung für einen tonhaltigen Sandstein, ist aber wegen des unter 5 % liegenden Feldspatgehaltes gemäß der heutigen petrographischen Definition nicht gerechtfertigt.

So wie die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine des Flözleeren außergewöhnlich ist, sind es auch die Sedimentstrukturen. Das weite Korngrößenspektrum der Sandsteine spiegelt sich innerhalb einer Einzelbank an der Abnahme der Korngröße von unten nach oben (Gradierung) wider. Plastisch hervortretende Sohlmarken an den Unterseiten von Bänken zeichnen nicht nur Belastungsstrukturen, sondern auch lang gestreckte Erosionsformen, hervorgerufen durch sedimentbeladene Wasserströmungen, nach. Die Ausrichtung der Sohlmarken weist auf einen Transport generell aus südlichen Richtungen hin. Alle diese Merkmale kennzeichnen die Sandsteine als Ablagerungen von Turbiditen. Sie entstanden aus Sedimentmassen, die von einem Festlandsrand abgerutscht waren und durch einen turbiditischen Transport einen tiefen Meeresbereich im Norden erreichten. Dort setzten sie sich als flach linsenförmige Schüttungskörper ab.

Bei der Zusammensetzung ihres Kornbestandes sind vor allem die Gesteinsbruchstücke interessant, deuten sie doch auf ein Abtragungsgebiet, das sowohl aus sedimentären als auch aus schon zur Oberkarbon-Zeit metamorph vorliegenden Gesteinen aufgebaut war. Als Liefergebiet wird die Mitteldeutsche Kristallinschwelle am Nordrand des Saxothuringikums angesehen. Diese lang gestreckte Scholle südlich des ehemaligen Rhenoharzynischen Beckens (s. Abb. 54) ist sehr heterogen aus metamorphen und granitischen Gesteinen aufgebaut und wurde schon im tiefen Oberkarbon von der variszischen Faltung erfasst. Sie lieferte daraufhin Abtragungsmaterial in die weiter nordwestlich gelegene Subvariszische Saumsen-

ke. Der Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle wird als Grenze zwischen den Platten Avalonia im Norden und Armorica im Süden angesehen (s. S. 25: Abb. 4).

Die jüngsten Schichten des flözleeren Oberkarbons gehören zur Ziegelschiefer-Formation des höchsten Namuriums B (Tab. 8). Die Schichtenfolge ist reich an Tonsteinen, die früher in zahlreichen Gruben zur Ziegelherstellung abgebaut worden sind. In der relativ kurzen Entstehungszeit der Schichten endet die Ablagerung von Sandsteinen. Die Saumsenke wird nun durch dunkle Tone immer mehr aufgefüllt, bis am Nordrand des heutigen rechtsrheinischen Schiefergebirges eine ausgedehnte Küstenebene entstanden ist.

Die fossile Tier- und Pflanzenwelt der Ziegelschiefer-Formation ist außerordentlich reich und vielgestaltig. Die Funde in den Tongruben der Ziegeleiindustrie, besonders derjenigen von Hagen-Vorhalle, spiegeln sehr anschaulich den Wechsel von der marinen zur deltaisch-terrestrischen Fazies des Oberkarbons wider. In der Schichtenfolge sind marine Faunenbestandteile wie Goniatiten, Muscheln, Brachiopoden, Krioiden, Krebse und Fische mit nicht marinen beziehungsweise terrestrischen Faunen vergesellschaftet. Zu Letzteren gehören die spektakulär gut erhaltenen Funde von Insekten und Spinnentieren, die seit etwa 1980 in Hagen-Vorhalle gemacht worden sind.

Sehr vielgestaltig sind auch die Pflanzen, die unter dem immer noch äquatorialen Klima dieser Zeit wuchsen. Vertreter der echten Farne und der farnlaubigen Samenpflanzen (Pteridospermen) kamen zusammen mit Schuppen- und Siegelbäumen sowie großen Bärlappgewächsen und Schachtelhalmen vor. So reichhaltig die Flora im Einzelnen auch war, zu einem Aufwuchs von ausgedehnten Waldmooren und damit zu einer späteren Flözbildung ist es zur Zeit der Ziegelschiefer-Formation noch nicht gekommen.

Die Vergesellschaftung von so unterschiedlichen Faunen und Floren spricht für die Ver-

mutung, dass der Bildungsraum der Schichten und der Lebensraum, den sie dokumentieren, nur ein Küstensaum gewesen sein kann.

Namurium B/C und Westfalium – flözführendes Oberkarbon

Karl-Heinz Ribbert & Volker Wrede

Das Ende der Ziegelschiefer-Formation ist durch das Wiedereinsetzen mächtiger deltaischer Sandschüttungen markiert, die aber nicht überall gleichzeitig erfolgten. Im Raum Hagen ist der unterste Sandstein der „Grenzsandstein“. Er keilt nach Westen aus und wird durch stratigraphisch höher liegende Sandstein-Horizonte ersetzt. Mit den Sandschüttungen ist das Ende der seit dem Devon ganz überwiegend marinen Sedimentation gekommen. Es beginnt nun der Zeitabschnitt, in dem die Steinkohlen des Ruhrkarbons entstanden sind.

Große Flüsse schütteten aus dem Abtragungsschutt des im Süden gelegenen Variszischen Gebirges Deltas in die nur noch schmale Subvariszische Saumsenke. Auf den Delta-Oberflächen bildeten sich die ersten, noch unbeständigen Kohlenmoore. Stratigraphisch gehört dieser tiefste Abschnitt der flözführenden Schichtenfolge, die Kaisberg-Formation, noch zum Namurium B. Erst der darüberliegende marine Cremer-Horizont an der Basis der Sprockhövel-Formation liefert den tiefsten Nachweis der *Gastrioceras*-Stufe und damit des Namuriums C. Gleichzeitig mit der verstärkten Sedimentation sank der Untergrund rasch ab, sodass in nur knapp 13 Mio. Jahren, vom Namurium B bis zum Westfalium D, ein mehr als 4 000 m mächtiger Sedimentstapel abgelagert wurde. Die zusammenwachsenden Flussdeltas entwickelten sich ab dem oberen Namurium B zu einer weiten Küstenebene, auf der sich immer häufiger und über längere Zeiträume hinweg ausgedehnte lagunäre Brackwasserbereiche und Seen bildeten. Dazwischen lagen Sumpfwälder, die wiederum von Flussläufen durchzogen waren. Die Waldmoore, aus denen sich die Kohlenflöze entwickelten,

wurden aber immer wieder von Sedimentschüttungen der Flüsse oder den Ablagerungen von kurzfristigen Meeresvorstößen überdeckt. So entstand der für das flözführende Oberkarbon typische zyklische Aufbau der Schichten. Im Idealfall zeigen die Sedimente eine sich regelmäßig wiederholende Abfolge aus fluviatilen Sandsteinen, sandigen Tonsteinen und Tonsteinen mit Wurzelböden bis hin zur Moorbeziehungsweise Flözbildung. Solche Abfolgen werden als Zyklolithe bezeichnet.

Die Schichten des flözführenden Oberkarbons beginnen mit der Kaisberg- und der Sprockhövel-Formation (Namurium B und C) und umfassen dann im Wesentlichen die Schichten des Westfaliums A – C). In diese Schichtenfolge sind insgesamt etwa 300 Steinkohlenflöze eingeschaltet, wovon rund 50 mit mehr als 1,0 m Dicke als abbauwürdig galten.

Am Nordrand von Bergischem Land und Märkischem Oberland sind die Schichten des Namuriums B und C (Kaisberg- und Sprockhövel-Formation) und des Westfaliums A längs des Ruhrtals verbreitet. Ihre Flöze waren der Ausgangspunkt des Steinkohlen-Bergbaus im Ruhrgebiet. Die ältesten urkundlichen Hinweise darauf stammen aus dem 13. Jahrhundert, und zwar aus dem Raum Dortmund – Witten. Nördlich der Ruhr reicht das Bergland des Rheinischen Schiefergebirges mit den flözführenden Schichten des Ardeygebirges bis an den Kreide-Südrand bei Dortmund heran, der dann nördlich von Witten in Richtung Bochum zieht. Östlich von Fröndenberg verschwindet das flözführende Oberkarbon unter der Kreide-Bedeckung.

Das Verbreitungsgebiet flözleerer und flözführender Oberkarbon-Schichten erstreckt sich vom Nordrand des Schiefergebirges im Ruhr- und Möhnetal unter der Bedeckung durch Oberkreide-Schichten des Münsterländer Kreide-Beckens weit nach Norden. Wie die Devon-Schichten im Schiefergebirge, so sind die Oberkarbon-Schichten auch dort gefaltet, allerdings mit nach Norden hin abnehmender Intensität. Die jüngsten Oberkarbon-Schichten in der Fort-

setzung des Rheinischen Schiefergebirges im Untergrund des Münsterlandes gehören dem Westfalium D an. Mit ihnen ist für den Raum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges die seit dem frühen Unterdevon anhaltende Sedimentansammlung im Rhenoheryznischen Becken abgeschlossen. Die seit dem beginnenden Oberkarbon von Süden „heranrollende“ variszische Faltung erreichte nach dem Westfalium D den Nordrand des Schiefergebirges. Aus dem spätestens im Perm wieder abgetragenen Gebirge entstand das Festland der Rheinischen Masse.

Perm

Béatrice Oesterreich

Durch die variszische Gebirgsbildung im Oberkarbon war zu Beginn des Perms der Großkontinent Pangäa entstanden, in dem alle heutigen kontinentalen Landmassen – außer Teile von Südostasien – vereinigt waren. Pangäa reichte von Pol zu Pol, wobei das heutige Rheinische Schiefergebirge relativ äquaturnah lag. Nicht nur diese Lage, sondern auch die enorme Größe der Kontinentalmasse führte zu einem sehr heißen und trockenen Klima, das wesentlich die geologischen Prozesse auf und im Umfeld der Rheinischen Masse prägte. Bis auf seine Randzonen blieb das rechtsrheinische Schiefergebirge vom Perm bis in die Gegenwart Festland und wurde allmählich abgetragen.

Das Perm ist in das ältere Rotliegend und den jüngeren Zechstein unterteilt.

Rotliegend

Zu Beginn des Perms, im rund 41 Mio. Jahre andauernden Rotliegend, beherrschen klastische terrestrische Ablagerungen das Sedimentationsgeschehen. Lediglich in den letzten rund 5 Mio. Jahren der Perm-Zeit, im Zechstein, kam es am Rand des Schiefergebirges zu kurzzeitigen marinen Überflutungen.

Die Gesteine des heutigen Rheinischen Schiefergebirges waren gegen Ende des Karbons zu einem Gebirge aufgefaltet worden, das schon während seiner Entstehung der Abtragung ausgesetzt war. Sein sandiges und toniges Erosionsmaterial sammelte sich im ungefalteten nördlichen Vorland des Rhenoheryznischen Beckens. Hier entstand im Verlauf des Perms – gewissermaßen als Nachfolger der Subvariszischen Saumsenke – das Norddeutsche Becken. Es war Teil des wesentlich größeren Mitteleuropäischen Beckens, das in der Folgezeit den Abtragungsschutt der umliegenden Kontinente, des Variszischen Gebirges im Süden und Balticas im Norden, aufnahm.

Gleichzeitig rissen in Norddeutschland und am Südrand des heutigen Schiefergebirges tief reichende Störungszonen auf, begleitet von einem intensiven Vulkanismus. Die dabei abgelagerten vulkanischen Gesteine sind bis nördlich des Harzes und bis westlich der Weser, im Raum Rahden, verbreitet. Den östlichen Schiefergebirgsrand erfasst der Rotliegend-Vulkanismus nicht mehr.

Im Oberrotliegend sank das Norddeutsche Becken weiter ein und dehnte sich nach Süden aus. Der östliche Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges gehört ab dem Oberrotliegend bis in die mittlere Jura-Zeit zur aktiven Senkungszone der Hessischen Senke.

Innerhalb der Hessischen Senke wurden in Nord – Süd verlaufenden Grabensystemen bis zu 270 m mächtige rötliche und graue Sande und Kiese des Oberrotliegend abgelagert. Im Zuge der Erdgaserkundung in den 1950er-Jahren sind derartige Sedimente in verschiedenen Bohrungen zwischen Borgentreich und Bielefeld angetroffen worden.

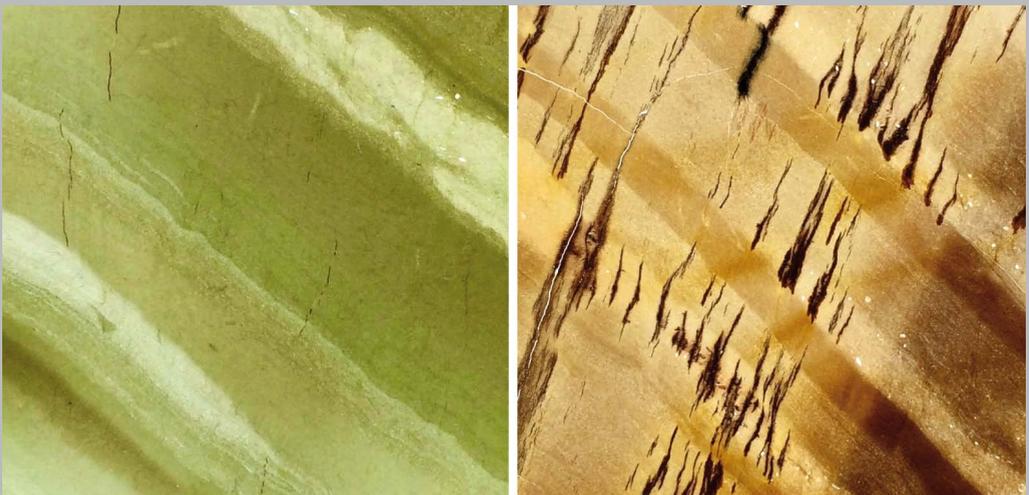
Das Rotliegend ist nur an einer Stelle am Nordrand des Sauerlandes, bei Menden, abgeschlossen. Das etwa 8 km² große Vorkommen rot gefärbter, konglomeratischer Sedimente, das sogenannte Menden-Konglomerat, liegt diskordant auf gefalteten Oberkarbon-Schichten. Da die Schichten bis auf Pflanzenreste weitgehend fossilfrei sind, kann ihr Alter nicht

Exkurs: Rotfärbung und Bleichung

Zu Beginn des Perms herrschte im heutigen Mitteleuropa arides Klima, das durch einen jahreszeitlichen Wechsel von feuchten und trockenen Perioden bei generell hohen Temperaturen gekennzeichnet war. Daher war die Verdunstungsrate meistens höher als die der Niederschläge. Die unter diesen Bedingungen herrschende intensive Verwitterung zeigt sich in der mitunter deutlich ausgeprägten Rotfärbung der damals an der Oberfläche anstehenden paläozoischen Sedimente. Auch in Bohrungen im Bereich des Weserberglandes waren die gefalteten paläozoischen Gesteine bis in eine Tiefe von mehreren hundert Metern intensiv rot gefärbt. Am Schiefergebirgsrand bei Giershagen wurde in einer Bohrung eine ähnliche, wenn auch nicht so mächtige Rotfärbung beobachtet (Abb. 55).

Gelegentlich zeigen präpermische Gesteine in Aufschlüssen und Bohrungen auch eine grauweiße beziehungsweise gräuliche Bleichung, die mit einer völligen Verwitterung (Kaolinitisierung) der Feldspäte verbunden ist. Als Ursache für die Bleichung kommt eine Präzechstein-Verwitterung mit Bodenbildung, eine absteigende Stoffumlagerung unter Einfluss der Diagenesewässer auflagernder Zechstein-Karbonate oder eine Verwitterung unter Einfluss von kapillar aufsteigenden permischen Grundwässern in Betracht.

Abb. 55: In einer Bohrung am Schiefergebirgsrand bei Giershagen ist der ursprünglich grüne Abschnitt der Hemberg-Tonsteine am Top von einer mehrere Meter mächtigen intensiven Bleichung und Rotfärbung erfasst worden.



bestimmt werden. So kann nur gesagt werden, dass sie jünger als das Oberkarbon sind. Vom Sedimentaufbau her vergleichbare Gesteine aus nachvariszischer Zeit gehören dem Rotliegend an.

Das Menden-Konglomerat (Abb. 56 u. Tab. 9) besteht aus zwei 80 und 50 m mächtigen Konglomerat-Horizonten und einem dazwischenliegenden, 60 m mächtigen Horizont aus sandig-karbonatischen Tonsteinen. Der Geröllbestand der Konglomerate setzt sich aus Material der unmittelbaren Umgebung zusammen, nämlich devonischem Massenkalk, unterkarbonischen Kieselschiefern und -kalken sowie oberkarbonischen „Grauwacken“ und Quarziten. Die Gerölle sind durch einen episodisch fluviatilen Transport im heißen Klima eines wüstenhaften Umfeldes im Vorland des Variszischen Gebirges abgelagert worden.

Am Ostrand des Schiefergebirges, bei Medebach und Hallenberg, überlagern rote Brekzien, Konglomerate und Sandsteine mit stark schwankender Mächtigkeit (selten über 80 m) das gefaltete alte Gebirge. Dieses basale Konglomerat der Battenberg-Formation (Tab. 9) hat die Täler und Senken der permischen Landoberfläche ausgefüllt. Die Battenberg-Formation wurde zum größten Teil im Rotliegend bis in den untersten Zechstein hinein abgelagert.

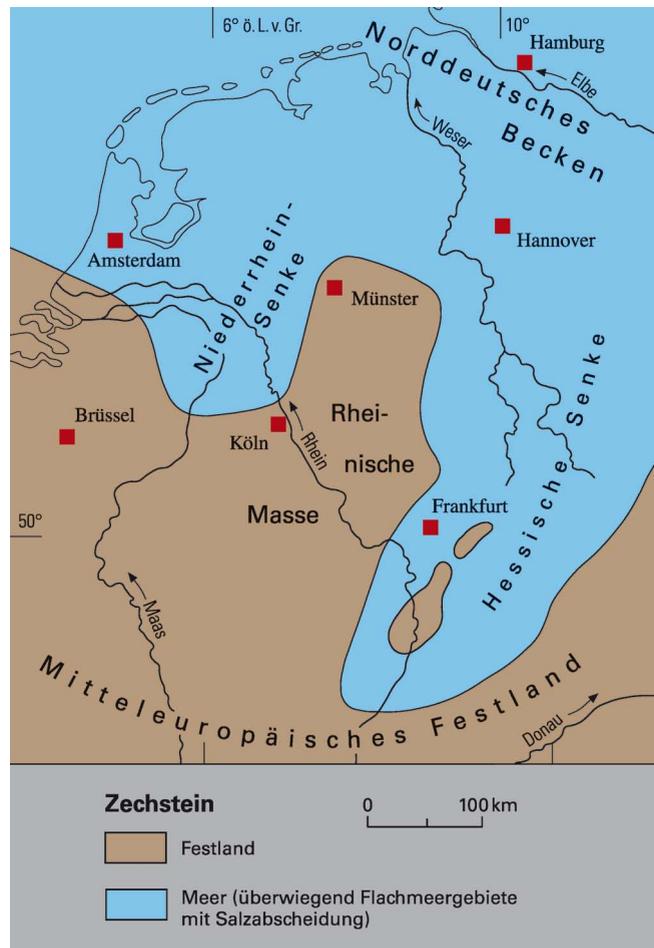
Zechstein

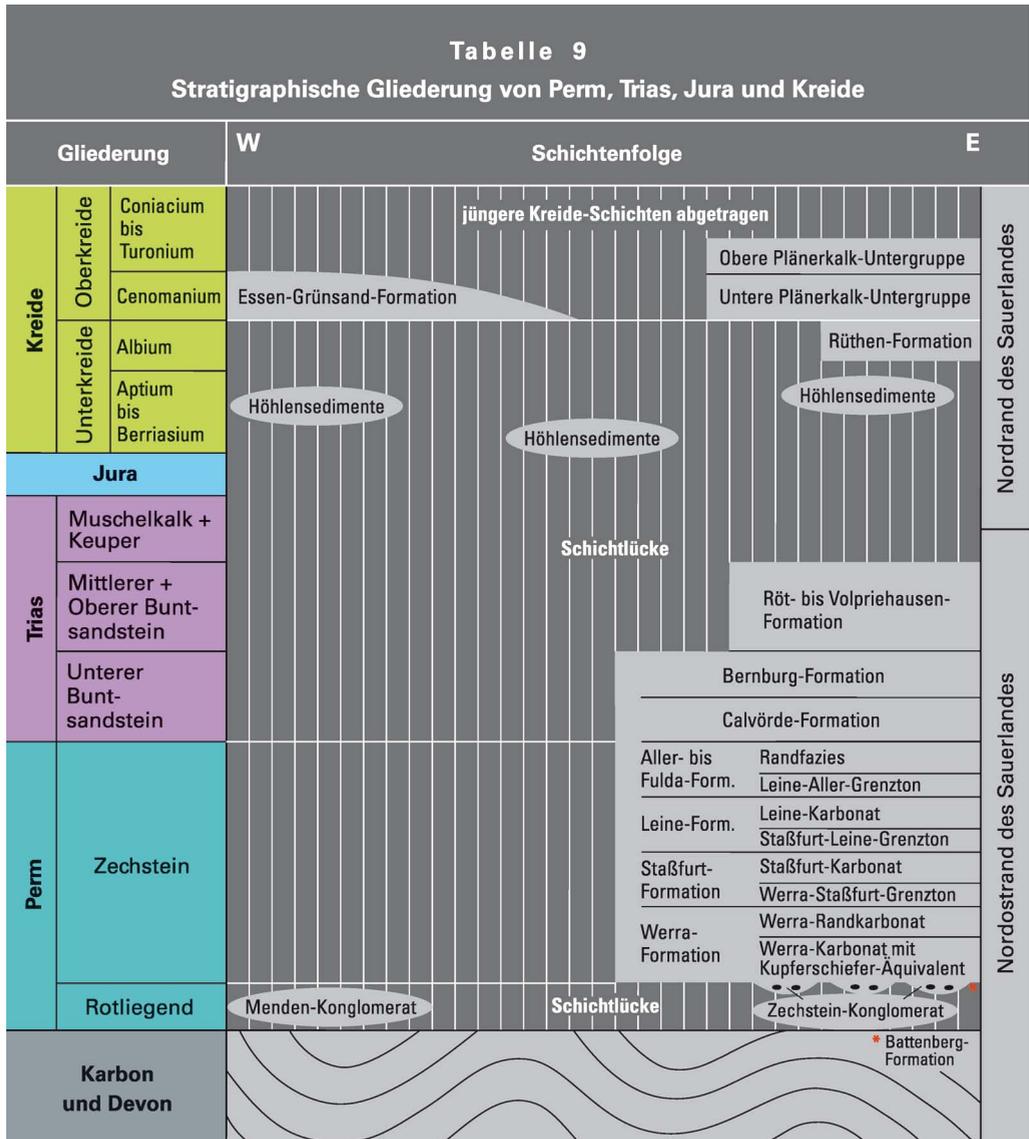
Mit Beginn der Zechstein-Zeit wurde die Rheinische Masse mit der östlichen Randzone des Rheinischen Schiefergebirges vom transgredierenden Meer aus dem Bereich des Norddeutschen Beckens (= Teil d. Mitteleuropäischen Beckens) sporadisch überflutet (Abb. 57). Der Ostrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges war zu dieser Zeit in mehrere durch Gebirgsrücken voneinander getrennte Buchten gegliedert. Das Relief der Transgressionsfläche wurde weitgehend durch den variszischen Faltenbau und die Gesteinszusammensetzung der unterlagernden paläozoischen Schichten be-



Abb. 56: Menden-Konglomerat; östlich von Menden

Abb. 57: Paläogeographie des Zechsteins





stimmt. Sattelstrukturen und Härtlinge aus verwitterungsresistenten Gesteinen (devonische Vulkanite, unterkarbonische Kieselschiefer und -kalke) bildeten dabei Sporne und Schwellen, die zum Teil weit in das Meeresbecken hineinragten und so den Ablagerungsraum gliederten. Im Allgemeinen war die Transgressionsfläche schwach nach Nordosten geneigt, nur lokal sind in der Nähe der paläozoischen Schwellen steilere Anlagerungswinkel der basalen Zech-

stein-Sedimente zu beobachten. Der Südosthang des Priesterbergs südlich von Marsberg war beispielsweise zu Beginn der Zechstein-Transgression als echte Kliffküste ausgebildet. Heute finden sich auf den Feldern noch massenhaft gut gerundete Gerölle, die als Brandungskonglomerat beziehungsweise Strandkies abgelagert wurden. Sie belegen das hochenergetische Milieu einer Steilküste. Ähnliche morphologische Verhältnisse zur Zeit der Zech-

stein-Transgression wurden in der im Süden gelegenen Korbacher Bucht angetroffen. Die Klippen und Sporne werden hier überwiegend von unterkarbonischen Grauwacken gebildet. Die Küstenlinie des Zechstein-Beckens entsprach in etwa dem heutigen Ostrand der gefalteten variszischen Gesteinsfolgen des Rheinischen Schiefergebirges.

Das Zechstein-Becken in der heutigen Hessischen Senke war ein Meeresarm, der im Norden zeitweilig durch eine seichte Schwelle vom Norddeutschen Becken abgeschnürt war. Im zentralen Becken kam es dadurch unter den herrschenden ariden Klimabedingungen im zeitweise stark übersalzten Meerwasser zur chemischen Ausfällung von Evaporiten (Dolomit, Gips, Anhydrit, Steinsalz, Kalisalz). Große Salzlager entstanden, die heute noch in Hessen abgebaut werden. Im Küstenbereich dieses Salzmeeres, also im Bereich des Schiefergebirgsrandes, ist die Abfolge dagegen unvollständig entwickelt. Dort bildeten sich im sehr flachen Wasser nur Kalk- und Dolomitsteine, Gips und Anhydrit sowie feinklastische Sedimente.

Die Zechstein-Schichtenfolge ist intensiv unterteilt und kann auf die Standardgliederung des zentralen Beckens bezogen werden (s. Tab. 9). Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt im näheren Umfeld von Marsberg etwa 240 m, wobei die Karbonat-Horizonte in Richtung auf den Schiefergebirgsrand oft eine deutliche Mächtigkeitsabnahme zeigen.

Der erste Meeresvorstoß wird am Rand des Schiefergebirges stellenweise durch ein basales Zechstein-Konglomerat dokumentiert.

Eine größere flächenmäßige Verbreitung unmittelbar über gefalteten Karbon- und Devon-Schichten hat die Werra-Formation (Zechstein 1) mit dem Werra-Karbonat und dem Kupferschiefer-Äquivalent an der Basis. Die „echten“ Kupferschiefer, die lange Zeit Gegenstand des Bergbaus in Hessen waren, sind auf die zentralen Beckenteile der Hessischen Senke beschränkt und werden am Schiefergebirgsrand durch das weniger metallreiche Kupferschiefer-Äquivalent vertreten.

Daneben treten in der Schichtenfolge auch Oolithe führende und zuunterst auch bituminöse Kalksteine (Stinkkalke; Abb. 58) auf.



Abb. 58: Stinkkalk des Werra-Karbonats; „Drakenhöhlen“ bei Obermarsberg

Flächenmäßig weit verbreitet ist am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges das meist aus Kalkalgen aufgebaute Werra-Randkarbonat. Aufgrund des feinporösen Aussehens wurden diese Gesteine früher als Schaumkalke bezeichnet. Nach heutiger Erkenntnis stellen sie die randliche Faziesvertretung des sulfatreichen Unteren Werra-Anhydrits der zentralen Hessischen Senke dar.

Nach Ablagerung des Werra-Randkarbonats erfolgte eine kurzfristige europaweite Meeresspiegelsenkung. Die Randbereiche des Zechstein-Meeress, so auch der östliche Schiefergebirgsrand, fielen wieder trocken. Eine so-

nannte Küstensabkha – ein flaches, zeitweise mit Wasser gefülltes Becken ohne Oberflächenabfluss in einem semiariden Gebiet – entstand. Die an der Oberfläche anstehenden Karbonate der Werra-Formation wurden verkarstet, teilweise verkieselt und von einer flachgründigen Bodenbildung erfasst.

Der feinklastische, meist durch Wind und Flüsse abgelagerte Werra-Staßfurt-Grenzton markiert den Beginn der Staßfurt-Formation (Zechstein 2) am östlichen Schiefergebirgsrand. Er enthält stellenweise Gips- und Anhydritknollen und -lagen, die meist infolge einer Verkieselung in einem hochsalinaren, evaporitischen Milieu zu Knollen und Lagen von rotem Karneol umgewandelt worden sind.

Bei einem erneuten Meeresvorstoß wurde das flachmarin entstandene Staßfurt-Karbonat abgelagert. Zellige Karbonate (Abb. 59) sind besonders häufig an der Basis und am Top der Abfolge zu finden. Sie stellen Residualbildungen von Sulfat-Karbonat-Gesteinen dar, wobei die sulfatischen Knollen und Lagen, die ursprünglich meist aus Gips oder Anhydrit bestanden, weitgehend herausgewittert und lediglich die karbonatischen Zwischenmittel als feingliedriges Gerüst erhalten geblieben sind.

Durch diagenetische Mineralumbildungen sind aus den ursprünglichen Kalksteinen vorwiegend dolomitische Gesteine entstanden, die in den zentralen Teilen der Hessischen Senke den mächtigen Hauptdolomit bilden. Im Gegensatz zu den Ablagerungen der Werra-Formation sind die der Staßfurt-Formation am Schiefergebirgsrand nur lückenhaft und in geringer Mächtigkeit zu finden.

Wie schon am Ende der Werra-Formation, kam es am Ende der Staßfurt-Formation zu flachgründiger Bodenbildung, oberflächlicher Verkarstung und Dolomitisierung von Kalksteinen sowie zu einer Verkieselung von Gipsen und Anhydriten. Der Übergang zur jüngeren Leine-Formation (Zechstein 3) ist durch einen erneuten Meeresrückzug und die Ablagerung des Staßfurt-Leine-Grenztons gekennzeichnet. Wieder beherrschten feinklastische, meist rot oder braun gefärbte, tonige Ablagerungen mit Gips- und Anhydriteinschlüssen das Sedimentationsgeschehen auf einer Küstensabkha.

Die darauffolgende dritte Meeresüberflutung zu Beginn der Leine-Formation führte am östlichen Schiefergebirgsrand zur Ablagerung des Leine-Karbonats. Es besteht aus einer besonders weitflächig ausstreichenden Serie von

Abb. 59: Zellenkalk des Staßfurt-Karbonats; Giershagen



meist gelb gefärbten Kalk- und Dolomitsteinen, den sogenannten Plattendolomiten beziehungsweise Plattenkalken, die sich oft faziell engräumig verzahnen. Das kann unter anderem auf ein Oszillieren des Meeresspiegels zurückgeführt werden. Während Gesteine wie der *Calcinema*-Grünalgen-Kalkstein sowie Muschelschill- und Ooidkalksteine in einem flachen, gut durchlüfteten Ablagerungsraum sedimentiert wurden, zeigen die dolomitischen Bildungen Rückzugsphasen des Meeres an. Aufgrund der zahlreich vorkommenden Gips- und Anhydrit-Pseudomorphosen in den Plattendolomiten am Schiefergebirgsrand kann zumindest partiell von einer primären Bildung aus einem hypersalinaren Meeresbereich ausgegangen werden.

Die Gesteine der Aller- bis Fulda-Formation (Zechstein 4 – 7) sind am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges lediglich sporadisch durch feinkörnige bis feinkiesige, rötliche und bunte Mittelsandsteine sowie braunrote Ton- und Schluffsteine vertreten. Das Meer erreichte die Randbereiche der Gebirgsmasse bereits zur Ablagerungszeit der Aller-Formation (Zechstein 4) nicht mehr und zog sich in die zentralen Teile der Hessischen Senke zurück. Die klastischen Ablagerungen im Hangenden des Leine-Aller-Grenztons stellen somit eine Salzwüsten-Randfazies dar, die die höheren salinaren Zechstein-Formationen der zentralen Becken-Entwicklung vertritt.

Erdmittelalter (Mesozoikum)

Béatrice Oesterreich

Trias

Dort, wo sich im Zechstein ein Meeresarm ausdehnte, verlief zum Beginn der nachfolgenden Trias-Zeit eine wüstenartige festländische Senke, in der ein Flusssystem Sedimente von Süden nach Norden in Richtung auf das Norddeutsche Becken transportierte. Die Ablagerungen beider Zeitabschnitte sind im betrachteten Raum sehr fossilarm, sodass keine allge-

meingültigen Aussagen über die Entwicklung der Lebewelt möglich sind. Anders ist das in den Gebieten der Tethys, dem Ur-Mittelmeer. Dort kam es an der Wende Perm/Trias zum weltweiten Aussterben von 95 % der Meerestiere und 75 % der Landtiere. Als Grund für diese katastrophale eventhafte Entwicklung werden gigantische vulkanische Eruptionen vermutet, mit denen Gasausbrüche verbunden waren, die das Meerwasser vergifteten.

Im Randbereich des östlichen Rheinischen Schiefergebirges sind von den Ablagerungen der Trias-Zeit (252,5 – 201,5 Mio. J. v. h.) nur diejenigen des Buntsandsteins (Untertrias) verbreitet. Während im Zentrum der Hessischen Senke mehrere hundert Meter mächtige Buntsandstein-Sedimente bekannt sind, wurden am östlichen Schiefergebirgsrand meist weniger mächtige Schichtenfolgen abgelagert. Besonders im höheren Buntsandstein erreichte die Sedimentation das Gebiet nicht mehr: Größere Ablagerungsunterbrechungen waren die Folge.

Die maximale Gesamtmächtigkeit von Unterem und Mittlerem Buntsandstein (Calvörde- bis Volpriehausen-Formation) beträgt im Raum östlich von Marsberg etwa 500 m. Die Schichtenfolgen sind vorwiegend sandig-tonig ausgebildet und durch die Beimengung von Hämatit rot gefärbt. Die Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation) sind dagegen überwiegend tonig ausgebildet und enthalten weiter im Osten in ihrem unteren Teil Ablagerungen von Steinsalz.

Jura

Die Jura-Zeit (201,5 – 145 Mio. J. v. h.) hat auf dem östlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges keine Spuren hinterlassen. Insbesondere die weitverbreitete Transgression an der Basis des Unterjuras (Lias) ist nicht durch Ablagerungen dokumentiert. Dass aber zumindest eine randliche Überflutung erfolgt ist, zeigen Pflanzensporen des Mitteljuras (Dogger), die in mit Ton gefüllten Paläokarstspalten des Briloner Massenkalks gefunden worden sind.

Exkurs: Geburt des Atlantiks

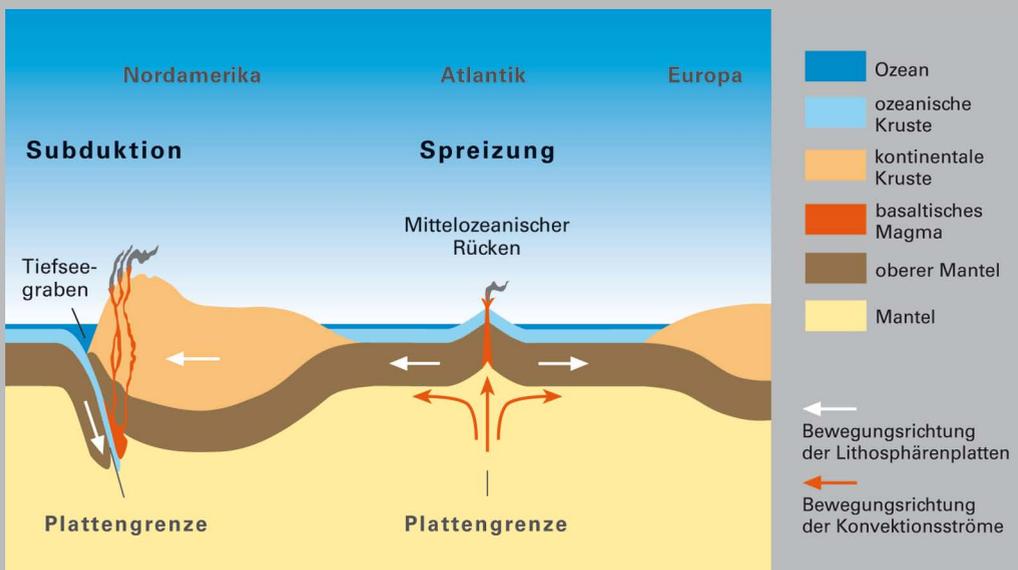
Karl-Heinz Ribbert

Am Westrand des heutigen Europas bildete sich aus einer Grabenzone der Obertrias-Zeit während des nachfolgenden Juras eine neue Bruchzone, die sich bis weit auf die südliche Erdhalbkugel erstreckte und zum Zerfall Pangäas führte. An dieser Bruchzone, die Europa und Afrika von Amerika trennte, stiegen basaltische Magmen des Erdmantels auf und ließen im Bereich des so angelegten Mittelozeanischen Rückens fortlaufend neuen Meeresboden entstehen. Auf der Westseite Amerikas wurde in einer Subduktionszone Meeresboden verschluckt (Abb. 60). Auf diese Weise entstand das Ozeanbecken des Atlantiks, das sich bis heute ausdehnt.

Durch die Öffnung des Atlantiks wurde auch Avalonia, die „Heimatplatte“ des Rheinischen Troges als Randtrog des Rhenoharzynischen Beckens (s. S. 25: Abb. 4) auseinandergerissen. Der westliche Teil Avalonias liegt heute im östlichsten Nordamerika und Kanada.

Mit der Atlantiköffnung war auch der Beginn einer raumausweitenden Tektonik in Mitteleuropa verbunden. Grabenartige Senkungsformen wie die Niederrheinische Bucht oder die Hessische Senke entstanden und vulkanische Aktivitäten setzten ein.

Abb. 60: Plattentektonik im heutigen Erdbild: Schnitt durch die Subduktionszonen



Kreide

Bis zum jüngsten Abschnitt der Unterkreide gehörten das Rheinische Schiefergebirge und große Teile des heute nördlich anschließenden Gebietes von Hellweg und Münsterland zum Festland der Rheinischen Masse. Diese bildete zusammen mit dem London-Brabanter Massiv und dem Böhmischem Massiv einen großen Festlandsgürtel in Europa, der das Borealmeer von der Tethys im Süden trennte. Zur Kreidezeit befand sich das Rheinische Schiefergebirge wesentlich südlicher als heute.

Im Verlauf der höheren Unterkreide wurde die Rheinische Masse fortschreitend von Nordosten nach Südwesten vom borealen Kreide-Meer erfasst. Es drang aus dem Norddeutschen Becken über schmale Buchten vor (Abb. 61), ehe es den heutigen Schiefergebirgsrand erreichte.

Das Klima der Kreide-Zeit war heiß und relativ feucht. Untersuchungen an den Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopen mariner Organismen deuten darauf hin, dass während des mittleren Teils der Kreide-Zeit ein Treibhausklima herrschte. Unter diesen extremen Klimabedingungen begann auf der Rheinischen Masse eine intensive chemische Verwitterung, die besonders bei den Tonsteinen zu einer tiefgründigen Entfestigung und Umwandlung in Kaolinit führte. Gegen Ende der Kreide-Zeit kam es zu einem geringen Temperaturrückgang, der zu den meist kühleren Klimaten der Erdneuzeit überleitete.

Welche Tiere zur Kreide-Zeit auf der Rheinischen Masse lebten, welche Pflanzen sie besiedelten, verraten uns die Ablagerungen des Paläokarstes auf dem devonischen Massenkalk.

Der Ablauf der großräumigen Überflutung des Münsterlandes und der Ränder des Rheinischen Schiefergebirges lässt sich mithilfe der abgelagerten Sedimente gut rekonstruieren. Während in Küstennähe Sandablagerungen dominieren, sind die küstenfernen Ablagerungsgebiete des Beckens durch die Sedimentation von Ton- oder Kalkschlämmen gekennzeichnet.



Abb. 61: Paläogeographie der Kreide

Ablagerungen der tieferen Unterkreide fehlen am nördlichen Schiefergebirgsrand. Dagegen sind sporologisch datierte terrestrische Tonseimente der höheren Unterkreide (Barremium bis Albium) in Karsthohlräumen des Massenkalks bei Nehden, Warstein und im Hönnetal nicht selten. Pflanzen führende und konglomeratische Sandsteine aus eckigen Quarz- und Kieselschiefergeröllen bei Rösenbeck sind ebenfalls terrestrischer Natur.

Etwas nördlicher, bei Bad Wünnenberg-Bleiwäsche, kommen Gesteine der Rüthen-Formation (Tab. 9) vor. Es sind Glaukonit führende Sandsteine und karbonatische Gesteine mit mariner Makro- und Mikrofauna. Sie liegen lückenhaft auf dem Briloner Massenkalk. Teilwei-

Exkurs: Paläokarst

Karl-Heinz Ribbert

Die Verkarstung von Kalksteinen hat im Laufe der Erdgeschichte zur Bildung von unterirdischen Hohlräumen geführt, die, wenn sie fossiler Natur sind, Paläokarst genannt werden. In diese Hohlräume sind seit der beginnenden Abtragung des Variszischen Gebirges im späten Oberkarbon und der Festlandwerdung der Rheinischen Masse im Mesozoikum Sedimente unterschiedlichen Alters eingebracht worden. Diese haben die paläozoischen Kalksteine ursprünglich lokal überlagert oder sind unmittelbar in einen oberflächennahen Karsthohlraum eingelagert worden, wo sie die Jahrmillionen überdauert haben. So haben verkarstete Kalkgesteine den Charakter eines Archivs für die erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung ihrer Umgebung.

Eine bekannte Fossilfundstätte im Paläokarst liegt bei Balve-Beckum im Hönnetal, zwei weitere befinden sich im Umfeld des östlichen Rheinischen Schiefergebirges.

Das Vorkommen bei Balve-Beckum wird seit einigen Jahren intensiv untersucht. Es handelt sich um eine unterkretazische Karstfüllung im devonischen Massenkalk. Altersdatierungen an Sporen in den tonig-sandigen Kreide-Sedimenten haben ergeben, dass die Karstspalte vermutlich vom späten Barremium bis ins Aptium verfüllt wurde. Die Grabungen haben neben Resten von Haien vor allem solche von Amphibien, Schildkröten, verschiedenen Sauriern und selten auch Säugtieren geliefert.

Bei dem Vorkommen von Nehden, am Nordrand des Sauerlandes, handelt es sich um eine tonige Höhlenfüllung im devonischen Massenkalk, wenige Meter unterhalb der Massenkalkoberfläche. Dank der darin enthaltenen pflanzlichen Megasporen konnte ein Alter von 120 – 100 Mio. Jahren (oberstes Barremium bis Albium) festgestellt werden. Die spektakulärsten Funde sind die zahlreichen Knochen von Iguanodon, einem bis zu 5 m großen Dinosaurier. Daneben kommen zahlreiche Fragmente von Krokodilen, Schildkröten, Fischen und Insekten vor. Zusammen mit den Resten von Farnen und Nadelbäumen ist durch diese Funde die Rekonstruktion eines Lebensbildes auf der Landoberfläche der Unterkreide-Zeit möglich (Abb. 62).

Aufgrund der Tier- und Pflanzengesellschaften kann man von einer flachen Landschaft mit üppiger tropischer Vegetation ausgehen, die von Seen, Sümpfen und Flüssen durchzogen wurde. Charakteristisch für das Klima der Unterkreide-Zeit war ein ausgeprägter Wechsel von Trocken- und heftigen Regenzeiten. Die zahlreichen Flüsse traten dann über die Ufer und überschwemmten die Landschaft. Die Überflutungssedimente wurden zusammen mit Resten von Pflanzen und Tieren in die Karsthohlräume eingeschwemmt und dort bis heute konserviert.

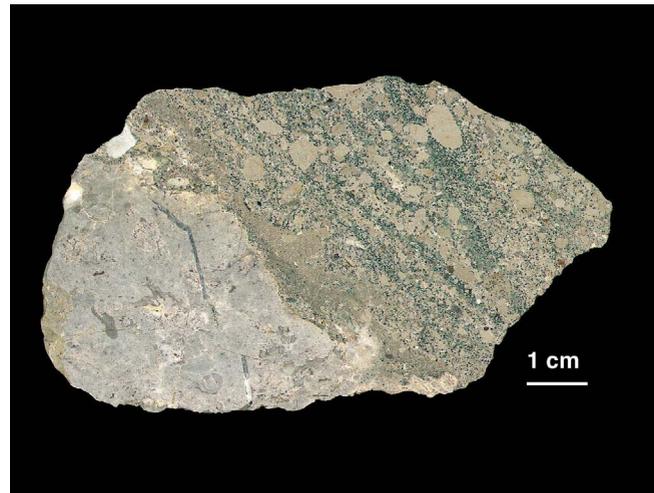
Auch die sogenannte Korbacher Spalte am Ostrand des Sauerlandes zeichnet sich durch Funde fossiler Wirbeltiere aus. Diese stammen aus einer mit gelben und roten, tonig-schluffigen Sedimenten des Werra-Staßfurt-Grenztons gefüllten Spalte im Zechstein-Kalk. Spalte und Knochenreste haben ein Alter von 257 – 256 Mio. Jahren. Die Fundstelle ist von überragender Bedeutung, da hier Übergangsformen zwischen Reptilien (Sauriern) und primitiven Säugetieren nachgewiesen wurden. Das gefundene etwa hundegroße Wirbeltier Procynosuchus (das heißt: Vor-Hunde-Krokodil) stellt einen wichtigen Meilenstein in der Evolution der Wirbeltiere dar.



Abb. 62: Saurier Iguanodon in der Kreide-Landschaft

se sind sie auch in vorhandenen Karstspalten zu finden. Die Rüthen-Formation dokumentiert das Übergreifen des Kreide-Meeres auf die Rheinische Masse zur Zeit der obersten Unterkreide bis zur basalen Oberkreide (Cenomanium). Charakteristisch für solche Transgressionssedimente ist der Glaukonit, ein grünes, eisenhaltiges Silikatmineral, das sich bevorzugt im flachen Meerwasser bildet (Abb. 63). Glaukonit-Sandsteine der Rüthen-Formation kommen auch im Paläokarst des Warsteiner Massenalks bei Rüthen-Kallenhardt vor.

Abb. 63: Kreidezeitliches Glaukonit-Gestein über Massenalk; fossiler Kliffbereich der Kreide-Zeit bei Bleiwäsche (aus RIBBERT & SKUPIN 2009)



Über den Basisbildungen treten in der Kreide-Schichtenfolge lokale Faziesdifferenzierungen auf; so während des Albiums an einer schmalen sedimentfreien Schwellenregion südlich von Büren. Als Ursache für diese Schwelle wird eine tektonische Bruchstruktur im Untergrund angenommen. Während westlich dieser Schwellenregion die Rüthen-Formation durch gering mächtige Glaukonit führende Sandsteine charakterisiert ist, besteht sie östlich davon aus meist konglomeratischen Sandsteinen, an der Basis auch aus Kalksteinbänken. Beide Ausbildungen sind sehr gering mächtig und werden als küstennahe marine Bildungen angesehen. Die Sedimentanlieferung erfolgte durch Flüsse aus dem Bereich des Schiefergebirges.

Weiter westlich, am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, erfolgte die Transgression im Zeitraum der beginnenden Oberkreide. So überlagern bei Frömern, nördlich von Menden, sehr gering mächtige Schichten des Cenomaniums oberkarbonische Sandsteine. Die Transgressionssedimente sind konglomeratisch und führen in einer glaukonithaltigen Grundmasse Gerölle von Oberkarbon-Sandsteinen sowie zahlreiche Fossilien, unter anderem auch Austernschalen.

Der Beginn der kalkigen Oberkreide-Sedimentation am Nordrand des Schiefergebirges wird durch die fossilreichen, kalkigen bis tonig-mergeligen Ablagerungen des Cenomaniums markiert.

Die als Untere Plänerkalk-Untergruppe zusammengefassten Gesteine der Herbram-, Baddeckenstedt- und Brochterbeck-Formation (früher Cenoman-Mergel, -Pläner u. -Kalk) haben ihre Hauptverbreitung im Osten und erreichen dort eine Gesamtmächtigkeit von wenigen Dekametern. Sie gehen etwa ab dem Möhnesee nach Westen allmählich in die küstennähere Essen-Grünsand-Formation über.

Die Schichten des nächstjüngeren Turoniums werden zur Oberen Plänerkalk-Untergruppe zusammengefasst. Im Bereich des nördlichen Schiefergebirgsrandes sind sie ab-

getragen und erst am Haarstrang sowie nördlich davon zu finden.

Gegen Ende der Kreide-Zeit zog sich das Meer allmählich aus dem Münsterland zurück und hat den Schiefergebirgsrand wahrscheinlich nicht mehr erreicht. Diese Regression steht in einem engen Zusammenhang mit der beginnenden Alpen-Auffaltung. Als Fernwirkung dieser Gebirgsbildung kam es auch in Mitteleuropa zu verstärkten tektonischen Bewegungen, die zu einer Inversion von großen geologischen Strukturen führten. Das Niedersächsische Becken wurde zum Niedersächsischen Tektogen herausgehoben und das Münsterland zur südlich vorgelagerten, Randsenke, die am nördlichen Schiefergebirgsrand ausläuft.

Seit dem Rückzug des Nordmeeres vor etwa 90 Mio. Jahren herrschten im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges festländische Ablagerungsbedingungen vor.

Die Kreide-Zeit endet mit einem kosmischen Paukenschlag in Gestalt eines katastrophalen Ereignisses, dessen geologische Spuren an vielen Orten der Welt in den Sedimenten an der Kreide/Tertiär-Grenze gefunden worden sind. Es handelt sich um ein Gesteinsband mit einer anormal hohen Konzentration des Elementes Iridium und einer bestimmten Isotopenverteilung des Elementes Chrom. Beides ist für Gesteine der Erde ungewöhnlich und deutet auf eine Herkunft der Elemente von außerhalb des Planetensystems hin. Die mittlerweile gut untermauerte Hypothese ist, dass ein Meteorit oder Komet von mehreren Kilometern Durchmesser die Erde getroffen hat und eine Explosion mit einer anschließenden weltweiten Verteilung von Gesteinsaschen in der Atmosphäre ausgelöst hat. Die klimatischen Folgen für die damalige Tier- und Pflanzenwelt waren einschneidend und sollen unter anderem zum Aussterben der Dinosaurier beigetragen haben.

nen über die Temperatur des Meerwassers der jüngeren Erdvergangenheit gespeichert. Die Untersuchung der isotopischen Zusammensetzung des Sauerstoffs ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnis) im Kalziumkarbonat der Schalen lässt Rückschlüsse auf die Bildungstemperatur im Meerwasser und damit auf das generelle Klima zu.

Zu dieser klimatischen Entwicklung kommen geologische Faktoren: Ausgelöst durch magmatische Vorgänge im oberen Erdmantel, kam es in Teilen des Rheinischen Schiefergebirges seit dem Eozän zu vulkanischen Aktivitäten, unter anderem im Siebengebirge. Eine Folge dieser erdinneren Vorgänge war die Hebung der Rheinischen Masse, die sich ab dem Pliozän verstärkte und im Verlauf des Quartärs zur heutigen morphologischen Gestalt des Rheinischen Schiefergebirges führte.

Tertiär

Ablagerungen des Tertiärs sind im Sauerland selten und beschränken sich auf dessen nördlichen Teil. Das kann daran liegen, dass das heutige Gebirgsland im Verlauf des Quartärs sehr stark gehoben und seine möglicherweise ehemals vorhanden Deckschichten abgetragen worden sind. Wahrscheinlicher ist aber, dass der Betrachtungsraum schon im Tertiär ein für das damalige Nordmeer nicht erreichbares Bergland war.

Der Gesteinsuntergrund des rechtsrheinischen Schiefergebirges war seit dem jüngeren Mesozoikum der Verwitterung ausgesetzt. Verwitterungsbildungen aus und auf den paläozoischen Festgesteinen des Gebirgslandes zeichnen sich dadurch aus, dass das Ausgangsmaterial an Ort und Stelle weitgehend entfestigt und mineralogisch umgewandelt worden ist. Die Gesteine sind unter dem Einfluss des warmen und feuchten alttertiärzeitlichen Klimas und einer dadurch bedingten chemisch aggressiven Bodenlösung regelrecht „verfault“; daher werden diese tiefgründig entfestigten Gesteine auch als Saprolithe (= Faulsteine) bezeichnet.

Dabei wurde die Grundmasse toniger Sandsteine zersetzt und das Gestein selbst mürbe, oder Tonsteine wurden in Kaolinit führende Tone umgewandelt. Devonische Massenkalken gingen in Lösung und hinterließen Hämatit führende, rote Reliktbildungen (Terra fusca). Die tief greifenden Verwitterungsvorgänge haben bereits im ausgehenden Mesozoikum begonnen, daher ist oft von der mesozoisch-tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde des Rheinischen Schiefergebirges die Rede.

Quarze oder reine Quarzite konnten die Verwitterungseinflüsse überstehen und blieben als Reliktschotter zurück oder wurden als gerundete Quarzkiese fluvial transportiert. Kantige Reliktschotter treten im nördlichen Sauerland im Raum von Schmallenberg-Bödefeld in einer Höhe von 540 – 560 m ü. NHN auf. Sie markieren einen sehr alten Ost – West gerichteten Talverlauf mehr als 200 m oberhalb der pleistozänen Terrassen.

Am Nordrand des Sauerlandes haben sich die sogenannten Hottensteine gebildet. Das sind leichte, poröse Gesteine mit einem Kieselskelett, das aus der Kalklösung cenomanzeitlicher Plänerkalksteine hervorgegangen ist. Deren nicht lösliche Bestandteile bildeten einen Residualton, der, mit Hottensteinen und Eisenoxid-Konkretionen vermischt, zum Beispiel westlich von Wünnenberg-Bleiwäsche den Massenkalk der Briloner Hochfläche bedeckt.

Ein nennenswertes Relikt der tertiärzeitlichen Tiefenverwitterung unterdevonischer Tonsteine ist das Vorkommen von Kaolinit bei Niederdresselndorf südlich von Burbach.

Von der flächenhaft verbreiteten tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde ist im Betrachtungsraum durch die hier starke Zertalung nicht viel übrig geblieben. Daher ist auch die Entwicklung vom Relief der tertiärzeitlichen Landoberfläche zu den heutigen Landschaftsformen nur schwer zu rekonstruieren. Von geomorphologischer Seite ist versucht worden, die über den quartärzeitlich eingetieften Tälern und ihren Terrassen überregional auftretenden Verebnungsflächen

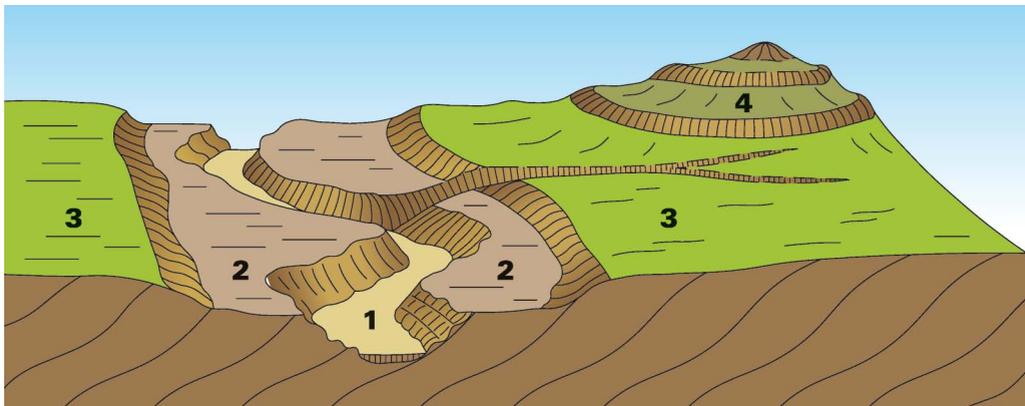
zu systematisieren und zeitlich einzuordnen. Dies erwies sich aber mangels datierbarer Sedimente auf den Flächen als äußerst schwierig. Sicher ist nur, dass im Bereich von Bergkuppen und Riedeln die Wurzelzone der Verwitterungsrinde erhalten geblieben ist und die damit verbundenen Flächen sehr alt sein müssen.

Im Inneren des Sauerlandes folgen über den Äquivalenten der Rhein-Hauptterrassen (s. im Folgenden) weitere Verebnungen, sogenannte Höhenterrassen, die flussaufwärts mit den Hauptterrassen zusammenlaufen und wahrscheinlich aus dem Pliozän bis Pleistozän stammen (Abb. 64). Noch höher gelegene, ausgedehntere Verebnungsflächen zeigen wenig oder keinen Bezug mehr zum heutigen Talnetz. Sie gehören den tertiärzeitlichen Altflächen oberhalb von 300 m ü. NHN an und sind weniger durch lineare Flusserosion als durch flächenhafte Abspülung entstanden. Ihre Bildung wurde im Tertiär durch die intensive Tiefenverwitterung begünstigt und durch die wiederholte Anlage von küstennahen Schwemmebenen entlang des Borealmeeres gesteuert.

Auf den Massenkalk-Gebieten am Nordrand des Sauerlandes und bei Attendorn ist ein fossiler Karst (Paläokarst; s. S. 120) anzutreffen. Er ist unter anderem mit tertiärzeitlichen terrestrischen Sedimenten unterschiedlicher Zusammensetzung gefüllt. Sie bestehen aus quarzreichen Kiesen (Oege bei Hohenlimburg), aus tonig-sandigen Wechselfolgen mit Holzresten (Eisborn bei Balve) oder aus fein geschichteten tonigen Höhlenablagerungen (Rösenbeck bei Brilon). Bei den beiden letztgenannten Vorkommen konnte sporologisch ein pliozänes Alter ermittelt werden. Eine Paläokarstspalte im Attendorner Massenkalk bei Heggen enthält gut gerundete Quarzkiese, die aus dem Einzugsgebiet einer Ur-Lenne stammen, aber zeitlich nicht eingestuft werden können. Dagegen werden Glaukonit führende Sande in einer Karstspalte bei Balve-Beckum dem Oligozän zugerechnet. Daraus ist die Vorstellung entwickelt worden, dass das Oligozän-Meer die Karstsenke zwischen Iserlohn und Balve erreicht hat.

Die in der Nordeifel und am Westrand des Bergischen Landes verbreiteten Tertiär-Quarzite

Abb. 64: Reliefgenerationen im Rheinischen Schiefergebirge (nach NICKE 1989)



- 1 Engtal mit Niederterrassen (Talboden) und Mittelterrassen (Talhang)
- 2 Plateautalböden mit Höhen- und Hauptterrassen (Pliozän bis Unterpleistozän)
- 3 Jüngere Altflächen (Jungtertiär?)
- 4 Ältere Altflächen (Alttertiär?)

kommen im Betrachtungsraum nicht vor. Da diese bis zu mehrere Kubikmeter großen Blöcke aus verkieselten Sanden und Kiesen eine Nähe zur ehemaligen tertiärzeitlichen Abtragungsfläche anzeigen, kann ihr Fehlen auf eine starke pliozäne bis pleistozäne Hebung und Abtragung des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges hinweisen. Im Bergischen Land und südlich des Siegerlandes, im Westerwald, wo tertiärzeitliche Sedimente die Devon-Schichten bedecken, sind sie dagegen verbreitet.

An der Südgrenze Nordrhein-Westfalens sind südlich von Betzdorf randliche Ausläufer des Westerwälder Basalt-Vulkanismus anzutreffen. Er war im Oberoligozän bis Miozän aktiv und hat Basaltlaven und Tuffe gefördert, die sich mit terrestrischen Sanden, Tonen und Braunkohlen verzahnen.

Quartär

Das Zeitalter des Quartärs ist nicht nur der kürzeste, durch klimatische und geologische Besonderheiten hervortretende Abschnitt der Erdgeschichte, sondern auch das Zeitalter, in dem sich eine stammesgeschichtliche wie auch kulturelle Entwicklung vom urtümlichen „geschickten Menschen“, dem *Homo habilis*, zum modernen *Homo sapiens sapiens* vollzogen hat. Durch die urgeschichtlichen Funde in der Balver Höhle und in Höhlen im Raum Hagen-Hohenlimburg sind auch im Sauerland Teile dieser Entwicklung dokumentiert (s. Kap. Ur- und Frühgeschichte).

Pleistozän

Das Quartär gliedert sich in das Pleistozän, das sogenannte Eiszeitalter, und den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte, das Holozän oder die Jetztzeit (s. Tab. 10). Die Grenze des Tertiärs zum Quartär ist durch einen deutlichen Klimaumschwung definiert. Auf der Nordhalbkugel der Erde kam es vor etwa 2,6 Mio. Jahren zu einer folgenreichen Abkühlung des Klimas. Diese verlief nicht kontinuierlich, sondern äußerte sich

in einem mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. In der Folge kam es zu sich rhythmisch ändernden geologischen Verhältnissen hinsichtlich des Verwitterungs- und Transportgeschehens. Da auch Flora und Fauna dem stetigen Klimawechsel unterworfen waren, können deren fossile Reste als Klimaindikatoren und biostratigraphische Zeitmarken dienen.

Während im Tertiär zunächst unter einem vorherrschend warmen Klima chemische Gesteinsverwitterung und flächenhafte Abtragungsvorgänge dominierten, wurden gegen Ende des Tertiärs und verstärkt im Quartär die physikalische Verwitterung und die lineare Erosion unter einem zeitweilig periglazialen Klima bestimmend. Während der Kaltzeiten war das Gebirgsland nahezu vegetationslos, der Boden über lange Abschnitte des Jahres tiefgründig gefroren (Permafrost). Quartärzeitliche Lockersedimente sind im Gebirgsland flächenmäßig nur wenig verbreitet, was die starke Abtragung und Ausräumung der Landschaft im Verlauf dieser Zeit belegt.

Die pliozän- und quartärzeitliche Landschaftsbildung des Berglandes ist anhand der Talbildung gut zu verdeutlichen. In den Haupttälern des Rheinischen Schiefergebirges, insbesondere im Mittelrheintal, ist zu beobachten, dass die Taleintiefung von breiten, wannenförmigen Tälern – den heutigen Plateautälern – ausgegangen ist (s. Abb. 64). Im Verlauf der Gebirgshebung schnitten sich neue und immer schmalere Talböden ein und ließen die Reste der älteren, höher gelegenen Talböden als streifenförmige Terrassen zurück. Sie folgen in Form einer lang gestreckten Terrassentreppe in unterschiedlichen Höhen den heutigen Flussläufen. Oft sind sie von sandig-kiesigen Flussablagerungen, den Terrassenschottern, bedeckt.

Die Terrassenabfolge der Haupttäler des Rheinischen Schiefergebirges gliedert sich von alt nach jung in die pliozänen Höhen- und die quartärzeitlichen Hauptterrassen der Plateautäler, die Mittelterrassen des Engtalhanges und in die Niederterrassen des Engtalbodens (s. Abb. 64). Diese Abfolge re-

flektiert das Ineinanderspiel von Gebirgshebung und klimatischen Wechseln im Pleistozän. In den Kaltzeiten wurde die Talbildung durch starke Gesteinsauflockerung infolge Frostsprengung und sehr starke Hochwässer während der frühsummerlichen Schneeschmelze unterstützt. Die mit den Klimaschwankungen der Kalt- und Warmzeiten gekoppelten Schwankungen der Flussenergie (starke Erosion und Akkumulation in Kaltzeiten, schwache Erosion und Akkumulation in Warmzeiten) führte im Verlauf der fortschreitenden Tiefenerosion zu einer Gliederung der Talhänge in die zuvor genannten Stufen der Terrassentreppe.

Das Ausmaß der Gebirgshebung lässt sich mit den Jüngeren Hauptterrassen als Bezugsniveau quantifizieren. Der Hebungsbetrag nimmt vom Westrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges, wo er etwa 60 m beträgt, auf 220 m im Raum von Schmollenberg – Winterberg zu. Das heißt, dass sich das Gebirgsland seit der Ablagerung der Jüngeren Hauptterrassen vor etwa 800 000 Jahren um die genannten Beträge gehoben hat und sich in dieser Phase verstärkter Hebung die Engtäler mit den verschiedenen Mittelterrassen-Niveaus gebildet haben.

Die Terrassenkörper des Rheintals verzahnen sich mit denen der einmündenden größeren Täler von Sieg und Ruhr. Manche der Terrassenniveaus lassen sich weit in das Gebirge verfolgen, wie das der Jüngeren Hauptterrassen. Oft sind dort Terrassen nicht in durchgehenden Zügen verbreitet und höher gelegene Flächen sind nicht mit Schottern bedeckt, sondern als eine Verebnung auf dem anstehenden Fels ausgebildet. Im Inneren des Berglandes folgen über den Äquivalenten der Rhein-Hauptterrassen weitere Verebnungen, die flussaufwärts zu einer einheitlichen Hauptterrasse zusammenlaufen. Noch höher gelegene und ausgedehntere Flächen zeigen keinen Bezug mehr zum heutigen Talnetz.

Die Geröllzusammensetzung der Terrassensedimente im Gebirgsland ist meist durch die lokale Zusammensetzung der abgetragenen Gesteine bestimmt. Mangels einer in größeren

Mengen vorkommenden Quarzsandkomponente aus der Gesteinsverwitterung ist die Grundmasse der Schotter oft tonig-schluffig. Gerölluntersuchungen an der Sieg unterhalb von Siegen-Niederschelden haben gezeigt, dass die höchsten Terrassen, also diejenigen im Niveau des Trogtals, bis zu 200 m oberhalb des Talbodens, die höchsten Gehalte an Quarzgeröllen haben. Sie sind als Reliktschotter in verwitterungsintensiven Zeiten des Tertiärs entstanden und dürften während des Pliozäns in die Sieg-Terrassenschotter umgelagert worden sein.

Im Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit, vor etwa 200 000 Jahren, hat das nordische Inlandeis den Nordrand des Sauerlandes erreicht. Glaziale Ablagerungen in Form nordischer Geschiebe treten im unteren Lennetal in der Nähe der Einmündung in die Ruhr auf. Weiter östlich sind glaziale Sande (Vor-/Nachschüttsande) an mehreren Stellen des Ruhr- und des Möhnetals unter jüngerer Bedeckung gefunden worden. Der Südrand des Inlandeises lag damals parallel zum Haarstrang. Die Schmelzwässer suchten sich Abflusswege in das heutige Möhne- und das Ruhrtal.

Neben den Terrassensedimenten sind im Gebirgsland unter kaltzeitlichem Einfluss noch andere Lockergesteine wie Fließerden und Löss entstanden beziehungsweise abgelagert worden. Beides sind relativ junge periglaziale Bildungen, die der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit, Oberpleistozän) zuzuordnen sind. Bei den Fließerden, je nach Feinkornanteil auch Hanglehm oder Hangschutt genannt, handelt es sich um Gesteinsschutt, der im kaltzeitlichen Klima durch Frostsprengung entstanden ist. Dieser wurde beim Auftauen unter dem Einfluss der Schwerkraft durch Bodenfließen (Solifluktion) hangabwärts transportiert. Dabei hat er sich mehr oder weniger mit feinkörnigem Material vermengt. Die feinkörnigen Beimengungen – gewissermaßen das Schmiermittel der Fließerde – bestehen aus Lössmaterial oder Resten toniger Anteile der tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde. Im Siegtal bei Siegen-Eiserfeld und -Niederschelden haben weichselzeitliche Fließ-



Abb. 65: Blockschutt im Umfeld der Bruchhauser Steine

Abb. 66: Bänderschutt in der Grube „Wagenschmier“; Medebach-Küstelberg



erden von mehr als 20 m Mächtigkeit zeitweise das Tal vollständig ausgefüllt.

Blockschutt aus massigen bis dickbankigen Gesteinen ist durch Frostsprengung und gravitativen Roll- und Rutschtransport während der Kaltzeiten des Pleistozäns entstanden (Abb. 65).

Eine ganz spezielle Ablagerung aus dem Pleistozän von Sauerland und Wittgensteiner Land ist der Bänderschutt, früher auch Schieferkies genannt (Abb. 66). Er ist überall dort zu finden, wo stark geschieferte Tonsteine des Devons während der Kaltzeiten freilagen und dem periglazialen Klima ausgesetzt waren. Es entstanden große Mengen von Frostschutt aus plattigen Schieferbruchstücken, die sich haldenartig am Fuß der Talhänge sammelten. In Aufschlüssen des Bänderschutts wechseln sich Schichten von locker gelagerten Schieferstücken mit solchen, in denen die Schieferstücke in einer lehmigen Grundmasse liegen, ab.

Der Löss hat nur am nördlichen Gebirgsrand, im Übergang zum Münsterländer Kreide-Bekken, eine nennenswerte Verbreitung. Es handelt sich um Flugstaub, der während der pleistozänen Kaltzeiten durch den Wind transportiert worden ist. Er besteht aus Quarzschluff sowie tonigen und karbonatischen Mineralanteilen und ist in den weiten kaltzeitlichen Schotterfluren nördlich und westlich des Sauerlandes ausgeblasen und abtransportiert worden. Der am Nordrand des Sauerlandes verbreitete Löss ist während der letzten Kaltzeit entstanden. Er erreicht dort eine Mächtigkeit von einigen Metern. Im Gebirgsland selber ist er manchmal in geschützten Leelagen in geringer Mächtigkeit erhalten geblieben. Häufiger baut umgelagertes Lössmaterial, vermischt mit wenig Gesteinsschutt, schluffreiche, sogenannte lössbürtige Fließerden auf.

Holozän

Das Holozän – auch Postglazial genannt – umfasst den 12 000 Jahre währenden Zeitraum vom Ausklingen der letzten Kaltzeit (Weichsel-

Spätglazial) bis heute. In dieser Zeit hat die nacheiszeitliche Landschaft ihre letzte Formung erfahren. Jüngste Veränderungen der Landschaft gehen auf den Menschen zurück, der durch seine Siedlungs- und Wirtschaftstätigkeit nachhaltigen, nicht immer positiven Einfluss genommen hat.

Herrschte im Spätglazial noch ein baumloser Tundrenbewuchs vor, so kam es in der Folgezeit durch die deutliche Klimaverbesserung zur Ausdehnung von artlich unterschiedlich zusammengesetzten Wäldern. In den holozänen Sedimenten ist der Beginn der menschlichen Besiedlung am Einsetzen von Getreidepollen ablesbar.

Holozäne Sedimentbildungen beschränken sich im Gebirgsland auf überwiegend tonige Abschwemmmassen, die die weichselzeitlichen Niederterrassen des Talgrundes als Auenlehm (Abb. 67) bedecken. Ausgangsmaterial des Auenlehms ist feinkörniges Bodensubstrat, insbesondere Lösslehm, das durch Starkregen abgespült und durch Hochwässer verfrachtet wurde. Bestandteil der Auenablagerungen können auch umgelagerte Kiese und gering mächtige Torfe sein, wobei Letztere durch ihre Pollenführung eine Alterseinstufung ermöglichen.

Abb. 67: Talauen-Ablagerungen an der Lause; Bad Berleburg



Die Schwemmkegel gehören auch zu den holozänen Bach- und Flussablagerungen des Gebirges. Sie sind uhrglasförmig gewölbte Schuttkörper, die vor den Nebentälern auf dem Talboden des Haupttales liegen.

Die jüngsten Ablagerungen sind Moorbildungen, die aus weitgehend unzersetzten Pflanzenresten unter Luftabschluss entstanden sind. Sie sind auf stark wasserstauende Tonböden oder auf wasserreiche Talanfangsmulden beschränkt und haben keine große Verbreitung (s. S. 197).

Die geologischen Vorgänge, die ein Mensch in seiner Lebenszeit übersehen kann, sind teils kontinuierlich und in ihrer Langsamkeit nicht direkt erkennbar, teils verlaufen sie auch kurzfristig und episodisch mit umso gravierenderen Folgen. Zu den kontinuierlichen Vorgängen kleinräumiger Art gehören das Bodenkriechen an geneigten Hängen und die Bewegung losgelöster Felsmassen bis zu ihrem plötzlichen Absturz. Ein großräumiger Vorgang ist die durch geodätische Messungen nachgewiesene, heute noch anhaltende Hebung der Rheinischen Masse um Bruchteile von Millimetern im Jahr.

Schließlich verändert auch der Mensch, wenn auch in beschränktem Ausmaß, das natürliche, geologisch geprägte Landschaftsbild. Das geschieht beispielsweise durch den Verkehrswegebau, die Anlage von Talsperren, Großtaugebau und Steinbrüche oder die Deponierung von Abfallstoffen.

Was bringt die Zukunft?

Die vorangegangene Beschreibung der rund 465 Mio. Jahre, die im südwestfälischen Bergland dokumentiert sind, haben uns eine geologische Entwicklung mit mehrfachem Wechsel von Meeren und Festländern unter wechselnden klimatischen Einflüssen vor Augen geführt. Triebkraft der Veränderungen war zumeist die Plattentektonik, die die Kontinentalplatten durch

die unterschiedlichen Klimazonen der Erde führte und gewaltige Gebirgsbildungen auslöste. So, wie die dadurch wechselnden Umweltbedingungen die Evolution der Pflanzen und Tiere langsam vorantrieben, hat es auch mehrfach katastrophale Ereignisse mit sowohl erdgebundenen als auch extraterrestrischen Auslösern gegeben. Ereignisse wie der Kellwasser-Event oder die vulkanische Krise an der Perm/Trias-Grenze haben durch die von ihnen ausgelösten Massensterben die Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt nachhaltig beeinflusst. Die Summe dieser Erfahrungen führt zu der naheliegenden Frage: Wie geht die Erdgeschichte weiter und welche der geologischen Ereignisse könnten die menschliche Zivilisation, insbesondere durch Einflüsse auf das Klima, nachhaltig negativ beeinflussen?

Langfristige plattentektonische Veränderungen, wie die in vielen Millionen Jahren zu erwartende Schließung des Mittelmeeres – letzter Rest der mesozoischen Tethys – werden mit einiger Wahrscheinlichkeit außerhalb des Erwartungshorizonts der Menschheit stattfinden. Naheliegender sind Ereignisse wie Erdbeben oder vulkanische Aktivitäten. Beide sind aber, wenn man an die Erdbeben der Niederrheinischen Bucht oder den möglicherweise wieder auflebenden Vulkanismus in der Eifel denkt, in ihren zerstörerischen Auswirkungen regional begrenzt.

Als unvorhersehbares Ereignis mit erdumspannenden Folgen ist die Explosion von solchen Vulkanen zu werten, die plattentektonisch bedingt im Umkreis des Pazifischen Ozeans liegen (Stichwort „Supervulkane“). Ebenfalls von globaler Gefährlichkeit ist auch der Aufprall extraterrestrischer Gesteinskörper auf unseren Planeten. Beide Ereignisarten würden durch die dabei entstehenden Gas- und Aschemassen die Erdatmosphäre belasten und durch eine Reduzierung der Sonneneinstrahlung zur weltweiten Abkühlung des Klimas führen. Nicht nur der Impaktevent an der Kreide/Tertiär-Grenze vor 66 Mio. Jahren steht dafür als Beispiel. So hat 1815 der Ausbruch des Tambora-Vul-

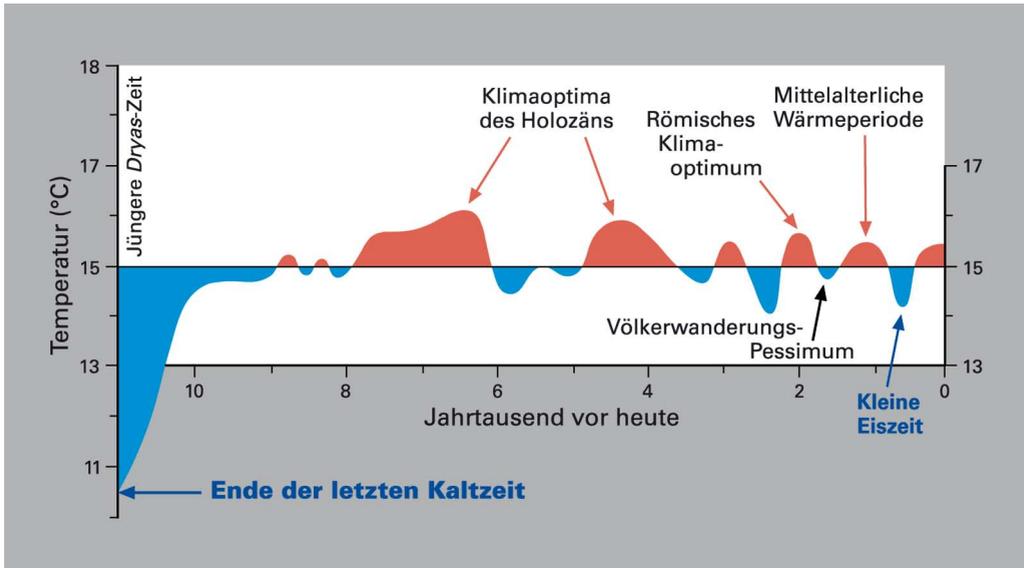


Abb. 68: Holozäne Klimaänderungen auf der gesamten nördlichen Erdhalbkugel, abgeleitet aus Eisbohrkernen und anderen Proxydaten (verändert nach DANSGAARD & JOHNSON 1969 u. SCHÖNWIESE 1995)

kans in Indonesien auf der Nordhalbkugel zu einem darauffolgenden Jahr ohne Sommer, mit Ernteausfällen und Hungersnöten geführt. Die Abhängigkeit der Menschheit von zukünftigen geologischen Ereignissen bezieht sich vor allem auf deren Auswirkungen auf das Klima, ist also im Wesentlichen indirekter Art.

Die nach einem Temperaturmaximum im frühen Eozän vor etwa 50 Mio. Jahren anhaltende Abkühlung des Klimas, die im Pleistozän in einer Abfolge von mehreren Kaltzeiten gipfelte, zeigt dagegen einen sehr langfristigen Trend. Auf den geologisch kurzen Zeitraum der erst wenige tausend Jahre währenden kulturell fortgeschrittenen Menschheitsentwicklung bezogen, stellen sich mehrere Fragen: Die natürliche Klimaentwicklung, die seit etwa 12 000 Jahren mit

einigen paläobotanisch und historisch belegten Schwankungen in einer Wärmezeit verharret (Abb. 68), könnte in nicht absehbarer Zukunft wieder auf eine Kaltzeit mit Inlandeisgletschern von Skandinavien bis Norddeutschland zusteuern. Andererseits wird die menschengemachte Erhöhung des CO_2 -Gehalts der Atmosphäre seit Beginn des industriellen Zeitalters für eine Klimaerwärmung verantwortlich gemacht, auch wenn in den letzten Jahren beide Trends nicht mehr parallel verlaufen.

Wie werden die natürliche und die möglicherweise künstlich hervorgerufene Klimaentwicklung einander beeinflussen? Diese Fragen werden von der Wissenschaft kontrovers diskutiert und schlüssige Szenarien für die nächste Zukunft sind noch nicht auszumachen.

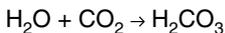
Verkarstung

Volker Wrede

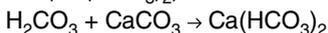
Zu den Karsterscheinungen zählen alle Phänomene, die dadurch entstehen, dass einige Gesteine, wie Kalkstein oder Gips, unter bestimmten Bedingungen wasserlöslich sind. Im Sauerland sind vor allem die devonzeitlichen Kalksteine wie der *Sparganophyllum*-Kalk, die Kalklinsen in den Honsel-Schichten und in ganz besonderem Maße der Massenkalk betroffen. Karsterscheinungen finden sich auch in den karbonatischen Schichten des Zechsteins, die ganz im Osten des Sauerlandes diskordant auf den gefalteten Devon- und Karbon-Schichten lagern. Im Siegerland und im Wittgensteiner Land spielen verkarstungsfähige Gesteine keine Rolle.

Die Lösung von Kalkstein erfolgt in einem recht komplizierten physikalisch-chemischen Prozess, der vereinfacht durch folgende Schritte beschrieben werden kann:

Kohlendioxid (CO_2) löst sich in Wasser (H_2O) und bildet Kohlensäure (H_2CO_3):



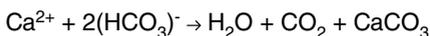
Kohlensäure reagiert mit Kalkstein (Kalziumkarbonat CaCO_3) zu Kalziumhydrogenkarbonat ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$):



Kalziumhydrogenkarbonat ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) ist in Wasser gut löslich und bildet Kalzium- und Hydrogenkarbonat-Ionen:



Diese chemischen Prozesse sind umkehrbar, das heißt, dass aus Wasser, das gelösten Kalk enthält, bei Abgabe von Kohlendioxid wieder festes Kalziumkarbonat ausfallen kann:



Wie diese Reaktionen im Einzelnen ablaufen, ist in erster Linie von der Konzentration des Kohlendioxids im Wasser abhängig. Im Grundwas-

ser stammt es entweder aus Gasen, die infolge chemischer Reaktionen im tieferen Untergrund gebildet werden, oder aus der biologischen Aktivität der Pflanzen an der Erdoberfläche, deren Wurzeln CO_2 abgeben. Die Löslichkeiten der einzelnen Komponenten sind von der Temperatur des Wassers, aber auch von anderen Faktoren abhängig und daher sehr variabel.

CO_2 -haltiges Wasser, das vom Boden her in das Gestein einsickert oder über Klüfte und Spalten von der Tiefe her aufsteigt, wird den Kalkstein beim Zusammentreffen bis zum Erreichen des Sättigungsgrades auflösen. Wasser, das über längere Strecken durch Kalkstein strömt, ist meist gesättigt und kann deshalb keinen weiteren Kalk mehr lösen. Trotzdem bilden sich auch tief im Innern von Kalksteinmassiven Hohlräume. Dies geschieht, wenn Wässer mit unterschiedlichen CO_2 -Konzentrationen aufeinandertreffen. Es bildet sich dann eine neue Lösung mit einer mittleren Konzentration, die wieder kalkaggressiv ist. Ursache hierfür ist, dass zwischen der Konzentration des CO_2 im Wasser und der dadurch maximal löslichen Menge an Kalk keine lineare Abhängigkeit besteht. Bei der Mischung von gesättigten Wässern mit unterschiedlichen CO_2 -Konzentrationen entsteht daher ein CO_2 -Überschuss, der die Lösungstätigkeit erneut in Gang setzt.

Tritt dagegen ein CO_2 -reiches Wasser mit der Atmosphäre in Kontakt, deren CO_2 -Gehalt deutlich niedriger ist, so wird ein Teil des CO_2 an die Luft abgegeben und es kommt zur Ausfällung von Kalziumkarbonat in Form von Tropfsteinen und Sintern in Höhlen oder von Travertinabsatz an Quellen.

Da das für die Kalklösung erforderliche Kohlendioxid im Wasser in großem Maße aus der Wurzelatmung der Pflanzen stammt, sind Regionen und Zeiten mit starkem Pflanzenwuchs

günstig für die Entstehung von Karsterscheinungen. Dies gilt heute unter anderen für die feuchtwarmen tropischen bis subtropischen Gebiete der Erde, in denen eine sehr starke Verkarstung stattfindet. In Mitteleuropa herrschten beispielsweise im Tertiär oder in den Warmzeiten des Pleistozäns vergleichbare Klimabedingungen. In diesen Zeitabschnitten hat daher eine besonders intensive Kalklösung stattgefunden. Das Auftreten von Hydrothermalkarst, das heißt von Karsterscheinungen, die an aufsteigende CO₂-reiche Mineralwässer gebunden sind, ist dagegen klimaunabhängig.

Durch die Kalklösung werden die im Gestein vorhandenen Klüfte und Spalten allmählich erweitert und bieten dem Wasser immer bessere Durchflussmöglichkeiten. Es ist daher ein Kennzeichen von Karstgebieten, dass die Entwässerung nicht oberirdisch durch Bäche und Flüsse erfolgt, sondern unterirdisch. Das Was-



Abb. 70: Karstquelle im Hönnetal

Abb. 69: Versinkung des Wäschebachs am Südrand des Warsteiner Massenkalks bei Warstein. Das Wasser fließt hier in den Berg hinein.



ser, das von Bächen aus der nicht verkarsteten Umgebung herangeführt wird, versinkt bei Erreichen des Karstgebietes über Bachschwinden (Ponore) in den Untergrund (Abb. 69). Ebenso versickert das Niederschlagswasser. Das an der Oberfläche versinkende Wasser strömt über das Kluffnetz des Gesteins zum tiefstmöglichen Punkt innerhalb des Karstgebietes. Wo die Schichtgrenze zwischen verkarsteten und gering durchlässigen Gesteinen die Erdoberfläche schneidet, tritt es in Karstquellen wieder zutage (Abb. 70). Karstquellen haben oft ein sehr großes Einzugsgebiet. Als Beispiel ist hier die Almequelle bei Brilon zu nennen, die nahezu das gesamte Gebiet des Briloner Massenkalks entwässert. Dort, wo das Wasser in senkrechten Spalten versinkt, bilden sich schachtartige Höhlen oder Karstschloten, die oft nachträglich durch eingeschwemmten Lehm wieder plombiert werden. Hiermit verwandt sind Lösungsdolinen und Karstwannen (sogenannte Uvalas), Senkungsformen, die durch flächenhafte Lösung des Kalksteins an der Geländeoberfläche entstehen.

Ein typisches Landschaftselement der Karstgebiete sind Trockentäler. Sie wurden angelegt, als während der Kaltzeiten des Pleistozäns die Niederschlags- und fröhsommerlichen Schmelzwässer wegen des gefrorenen Permafrostbodens nicht versickern konnten und oberflächlich abfließen mussten. Heute verlaufen wegen der unterirdischen Entwässerung in diesen Tälern außer bei Starkregenereignissen keine Bäche mehr.

Die spektakulärsten Karstformen im Sauerland sind zweifellos die Höhlen. Insgesamt sind hier mehrere hundert Höhlen bekannt und erforscht, wovon einige wenige als Schauhöhlen für die Öffentlichkeit zugänglich sind. Sie entstanden durch die Erweiterung von Klüften und Spalten im Kalkstein, wobei die Korrosion an den Rändern der Kalksteinmassive einsetzte und erst allmählich in die inneren Teile vordrang. Die Richtung der Höhlengänge zeichnet meist sehr deutlich das tektonisch vorgegebene Trennflächengefüge des Gesteins nach oder folgt Schichtfugen. Wie sich aus den Raumformen und anderen Hinweisen ergibt, wurden die meisten Sauerländer Höhlen während des Ter-

tiärs im phreatischen Bereich angelegt, das heißt unter dem Grundwasserspiegel bei nur sehr geringer Wasserbewegung. Erst als durch die jüngste Heraushebung des Gebirges und die damit verbundene Eintiefung der Täler im Quartär der Grundwasserspiegel absank, fielen die Höhlen trocken. Seitdem werden sie mitunter von Höhlenbächen durchströmt, die die vorhandenen Hohlräume als Drainage nutzen und dabei früher eingeschwemmtes Sediment erosiv ausräumen oder aber neues Sediment von der Erdoberfläche her eintragen. In Höhlen finden sich daher oft Relikte von Gesteinsschichten oder Bodenmaterial, das an der Erdoberfläche bereits vollständig erodiert wurde. Auch Tierknochen wurden häufig eingeschwemmt und geben so ein Bild früherer Lebewelten. Mitunter spiegelt die Anlage von mehreren übereinanderliegenden Höhlenstockwerken die phasenweise Ausbildung der Täler wider, die sich übertägig in den einzelnen Niveaus der Flussterrassen zeigt.

Auch die säulen- und nadelförmigen Tropfsteine – die aufrecht stehenden Stalagmiten und die hängenden Stalaktiten – konnten erst entste-

Abb. 71: Stalaktiten im Perick-Höhlsystem; Hemer-Sundwig

© WEBER



hen, nachdem die Höhlen oberhalb des Grundwasserspiegels lagen und ein Austausch zwischen dem CO₂-Gehalt des Tropfwassers und der Höhlenluft möglich wurde (Abb. 71).

Verschiedene Höhlen im Sauerland stehen in enger Beziehung zu Mineralisationen und Erzgängen. Hier liegt der Verdacht nahe, dass die ursprüngliche Anlage der Höhlen nicht durch Wasser erfolgte, das von der Erdoberfläche her in den Kalkstein eindrang, sondern durch aufsteigende CO₂-haltige Mineralwässer. Diese Vorgänge haben sich zum Teil wahrscheinlich in der frühen Kreide-Zeit oder noch davor abgespielt, wie entsprechende Fossilfunde in einigen Höhlen belegen. So ist beispielsweise die bekannte Saurier-(und Mineral-)Fundstelle von Brilon-Nehden an einen solchen Karsthohlraum gebunden.

Offene Höhlen boten in der Vergangenheit sowohl Tieren wie auch Menschen Schutz vor den Unbilden der Natur. So zogen sich die Höhlenbären zum Winterschlaf dorthin zurück oder die Menschen der Vorzeit nutzten sie zu Wohn- oder Bestattungszwecken. Höhlen sind daher häufig wichtige paläontologische und archäologische Fundstätten.

Durch den Einsturz von Höhlen entstehen Erdfälle, die oft eine Gefahr für Gebäude oder Verkehrswege an der Erdoberfläche darstellen. Karstgebiete sind daher Regionen mit einem besonderen Georisiko.

Typische Formenelemente subtropisch-tropischer Karstlandschaften sind Grundhöcker und Karstkegel. Hier wird der Kalkstein an der Oberfläche unter einer Verwitterungsdecke aufgelöst und flächenhaft abgetragen und nur einzelne höcker- beziehungsweise kegelförmige Felsen oder Bergkuppen bleiben bestehen. Heute sind solche Erscheinungen beispielsweise in Südchina oder Thailand verbreitet. Relikte von tertiärzeitlichen Grundhöckerlandschaften finden sich vielerorts im Sauerland, am spektakulärsten, da weitflächig freigelegt, im Felsenmeer östlich von Hemer (s. S. 207: Abb. 132). Die sogenannten Kalkkuppen im Briloner Raum las-

sen sich als Relikte einzeln stehender Karstkegeln deuten (s. S. 137: Abb. 74).

Im Sauerland lassen sich verschiedene bedeutende Karstregionen unterscheiden: Herauszuheben ist im westlichsten Abschnitt des Masenkalkzugs, der sich von Hagen bis ins Hönnetal zieht, das Gebiet von Weißenstein und Hünenpforte bei Hagen-Hohenlimburg. Hier bilden die hohen Felswände, vor allem des Weißensteins, ein beeindruckendes Landschaftselement. Die hoch gelegene Höhlenruine der Hünenpforte dokumentiert nicht nur ein sehr altes Höhlenniveau, sondern ist auch die größte Naturbrücke in Nordrhein-Westfalen. Von den weiteren, meist kleineren Höhlen des Gebietes ist die Blätterhöhle wichtig. Hier wurden in jüngster Zeit bedeutende Funde von frühmesolithischen und jungneolithischen menschlichen Skelettresten gemacht (s. Kap. Ur- und Frühgeschichte).

Die Bachschwinden des Milchenbachs bei Hagen-Holthausen illustrieren zusammen mit der Karstquelle des Barmer Teichs eindrucksvoll das hydrogeologische System des Karstes in diesem Gebiet.

Das Grüner Tal zwischen Iserlohn-Letmathe und Iserlohn ist eine der höhlenreichsten Regionen Deutschlands. Hier reihen sich gleich mehrere Großhöhlen mit jeweils einigen Kilometern Ganglänge aneinander, sodass auf einer Fläche von weniger als 3 km² mehr als 16 km Höhlengänge bekannt sind. Diese sind in unterschiedlichen Niveaus angeordnet, die mit den pleistozänen Entwicklungsphasen des Tals – mit Terrassenbildung in den Kaltzeiten und Tiefenerosion in den wärmeren Zeitabschnitten – korrelieren. Die für Besucher hergerichtete Dechenhöhle mit dem angeschlossenen Höhlenmuseum ist eine wichtige Fremdenverkehrsattraktion.

Im Felsenmeer bei Hemer erlauben zahlreiche Karstschlotten den Zugang zu einem darunter gelegenen Höhlensystem, in dem vom 10. bis ins 19. Jahrhundert hinein Bergbau auf Eisenerz umging. Die nahe gelegene Heinrichshöhle ist der als Schauhöhle hergerichtete Teil des

Großhöhlensystems der Perick-Höhlen, die insbesondere wegen der reichen Vorkommen kaltzeitlicher Tierreste bekannt geworden sind.

Das Hönnetal bildet zwischen Balve und Menden-Oberrödinghausen eine tiefe Schlucht durch eine alte Verebnungsfläche über dem devonischen Massenkalk. Hier sind zahllose Karstphänomene zu studieren: Neben Bachschwinden, Karstquellen und der durch tief reichende Karstspalten gegliederten Felsgruppe der „Sieben Jungfrauen“ sind vor allem die frei zugängliche Feldhofhöhle (Abb. 72), die als Schauhöhle hergerichtete Reckenhöhle und die Balver Höhle in der Öffentlichkeit bekannt.



Abb. 72: Feldhofhöhle im Hönnetal; Balve

Im Massenkalk der Attendorn-Elsper Doppelmulde gibt es weit über 80 Höhlen. Hiervon ist die Attahöhle bei Attendorn für Besucher erschlossen. Auch hier ist – wie bei der Heinrichshöhle – der als Schauhöhle ausgebaute Bereich nur ein kleiner Teilabschnitt eines mit über 6 km Länge wesentlich größeren Höhlensystems. Erwähnenswert ist noch die Pfefferburghöhle bei Grevenbrück, in der zahlreiche Säugetierreste und zwei Unterkiefer des spätpleistozänen Cro-Magnon-Menschen gefunden wurden.

Im Gebiet des Warsteiner Massenkalks treffen verschiedene Nutzungsansprüche an den Kalk-

stein aufeinander: Der Massenkalk wird in großen Steinbrüchen als wichtiges Rohmaterial für die Baustoffindustrie gewonnen. Zugleich stellt er mit seinen Kluft- und Karsthohlräumen ein regional bedeutsames, intensiv genutztes Grundwasservorkommen dar. Schließlich treten auch hier – zum Teil gerade durch die Steinbruchtätigkeit zugänglich geworden – etliche Höhlen auf, die wegen ihres Tropfsteinschmucks, aber auch aus anderen wissenschaftlichen Gründen schutzwürdig sind.

Die Lösung der damit verbundenen Konflikte ist eine wichtige, aber auch schwierige Aufgabe der Planungs- und Genehmigungsbehörden. Es gelang, das durch überaus filigrane Sinterbildungen gekennzeichnete System der Lieth-Höhlen bereits 1974 als Naturdenkmal sicherzustellen und es so vor dem drohenden Kalkstein-Abbau zu bewahren. Andererseits fiel eine im Bereich des Grundwasserspiegels liegende sehr große Höhle kurze Zeit später dem Abbau zum Opfer.

Auch im Warsteiner Karstgebiet ist mit den Bilsteinhöhlen ein Höhlensystem touristisch erschlossen. Daneben bietet das von menschlichen Einflüssen wenig berührte Lörmecketal mit dem auch als archäologische Fundstätte bekannten „Hohlen Stein“ einen Einblick in die Karstlandschaft des Massenkalks.

Der *Sparghanophyllum*-Kalk des Givetiums streicht in einem schmalen Streifen entlang des Ruhrtales bei Meschede aus. Obwohl diese Kalksteinschicht nur ca. 30 m mächtig ist, enthält sie im Raum Bestwig drei größere Höhlen: die Vedula-Höhle, die eine Bedeutung als Kulturhöhle hat und im örtlichen Sagenschatz eine Rolle spielt; die verhältnismäßig unbedeutende Antfelder Höhle und die Ostenberghöhle. Deren insgesamt gut 600 m langes Gangsystem wurde 1991 bei Steinbrucharbeiten angeschnitten und konnte unter Naturschutz gestellt werden. Die bis dahin völlig unberührte Höhle birgt eine Fülle von wissenschaftlich sehr interessanten Klein- und Bodensinterformen und zeichnet sich durch das Auftreten tief dunkelrot gefärbter Tropfsteine aus (Abb. 73).



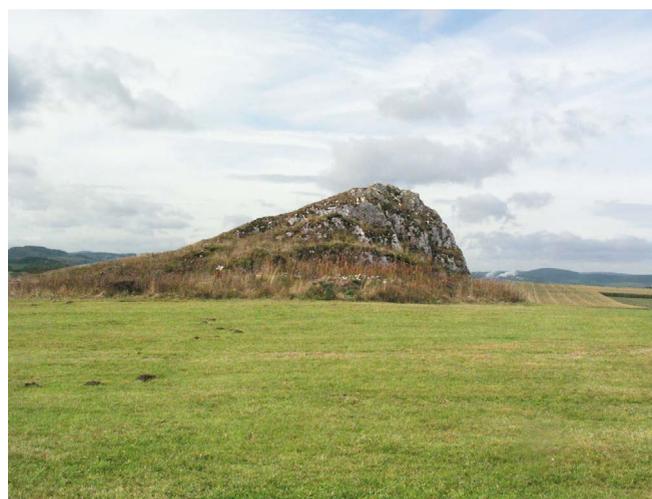
Abb. 73: Tief dunkelrot gefärbter Stalaktit in der Osterberghöhle; Bestwig-Velmede © Oelze

Das Gebiet des Briloner Massenkalks ist eine exemplarische Karstlandschaft, in der praktisch alle Elemente des Karstformenschatzes studiert werden können. Zahlreiche aktive Bachschwinden an den Rändern des Kalksteinmassivs entwässern unterirdisch zu den Almequellen, die im Mittel $0,93 \text{ m}^3/\text{s}$ (max. über $4 \text{ m}^3/\text{s}$) schütten, während oberirdisch Trockentäler die Morphologie bestimmen. Alte und junge Erdfälle künden von den noch immer aktiven Lösungsprozessen im Untergrund. Einzelne stehende Karstkegel, die Briloner Kalkkuppen, sind wichtige Landschaftselemente (Abb. 74). In den zahlreichen Steinbrüchen werden immer wieder Dolinen und tief reichende Karstschloten mit Füllungen aus verschiedenen Erdzeitaltern angeschnitten. Aus dem Briloner Karst sind zahlreiche Höhlen in allen Dimensionen bekannt. Das zusammenhängende Höhlensystem Ziegentempel und Rösenbecker Höhle weist eine Gesamtlänge von über 2 km auf.

Die bedeutendste Höhle im Briloner Gebiet ist der Malachitdom, der 1987 bei Steinbrucharbeiten angeschnitten wurde. Mit Ausmaßen von $60 \times 20 \times 10 \text{ m}$ übertrifft seine Zentralhalle vom Volumen her alle anderen Höhlen Nordrhein-Westfalens. Auch die Tiefenerstreckung von über 75 m ist ungewöhnlich und steht im Zusammenhang mit der Entstehung der Höhle als frühere Bachschwinde. Obwohl optisch spektakuläre Tropfsteinbildungen auf den ersten Blick eher zurücktreten, ist der Malachitdom eine bedeutende Fundstelle für Höhlenminerale. Das Zusammentreffen einer hydrothermalen Buntmetall-Vererzung mit dem Karsthohlraum hat zur Bildung einer ungewöhnlichen und zumindest in Europa einmaligen Mineralvergesellschaftung geführt, zu der auch einzigartige blau und grün gefärbte kalzitische Tropfsteine zählen. Ebenso beherbergt die Höhle mehrere Kleinsinterformen, die weltweit noch nie zuvor beschrieben wurden. Diese erwiesen sich bei weiter gehenden Untersuchungen als „kryogene“ Kalzite, das sind Kristallbildungen, die unter kaltzeitlichen Permafrostbedingungen entstanden sind (Abb. 75).

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges sind aus den Zechstein-Ablagerungen im Raum Marsberg einige Höhlen bekannt geworden,

Abb. 74: Kalkkuppen auf der Briloner Hochfläche





von denen die eventuell durch Bergbau entstandene Drakenhöhlen am Obermarsberg (s. S. 115: Abb. 58) und die Weiße Kuhle am Hölling die bedeutendsten sind. In Zusammenhang mit einer Bachschwinde stehen spektakuläre Erdfälle unmittelbar am westlichen Ortsrand von Marsberg-Essentho.

◀ **Abb. 75:** „Kryogene“ Kalzite des Malachitdoms;
Bad Wünnenberg-Bleiwäsche

© SCHUDELSKI

Ur- und Frühgeschichte

Michael Baales, Eva Cichy & Manuel Zeiler

Altsteinzeit (Paläolithikum)

Die ältesten einigermaßen sicher zu datierenden archäologischen Funde aus dem Sauer-, Sieger- und Wittgensteiner Land stammen aus der Weichsel-Kaltzeit und sind in die Zeit des späten Neandertalers einzuordnen (jüngeres Mittelpaläolithikum; Tab. 11). Sie wurden beispielsweise in der kleinen Volkringhauser Höhle, der Feldhofhöhle (s. S. 136: Abb. 72), aber vor allem in der Balver Höhle im Hönnetal ausgegraben. Es gibt anhand der unsystematischen Beschreibungen der Balver Höhle Argumente, dass hier die ältesten Funde – vor allem Steinartefakte (Abb. 76), Knochengeräte und zahllose Tierreste – noch vor das erste Kältemaximum der Weichsel-Kaltzeit (ca. 64 000 J. v. Chr.) zu datieren sind. Schnittspuren auf Höhlenbärenknochen sowie eine auffällige Altersstruktur der Höhlenbären werden hier als Hinweise darauf gedeutet, dass der Neandertaler diese Tiere bejagte. Aber auch die gelegentliche Verwertung von verendeten Bären – die Balver

Abb. 76: Kieselschiefer aus der Hönne dienten den Neandertalern dazu, sogenannte Keilmesser zu fertigen, beidflächig bearbeitete Schneidegeräte, die als Schlachtmesser dienten.
© M. BAALES U. A. MÜLLER, LWL Olpe



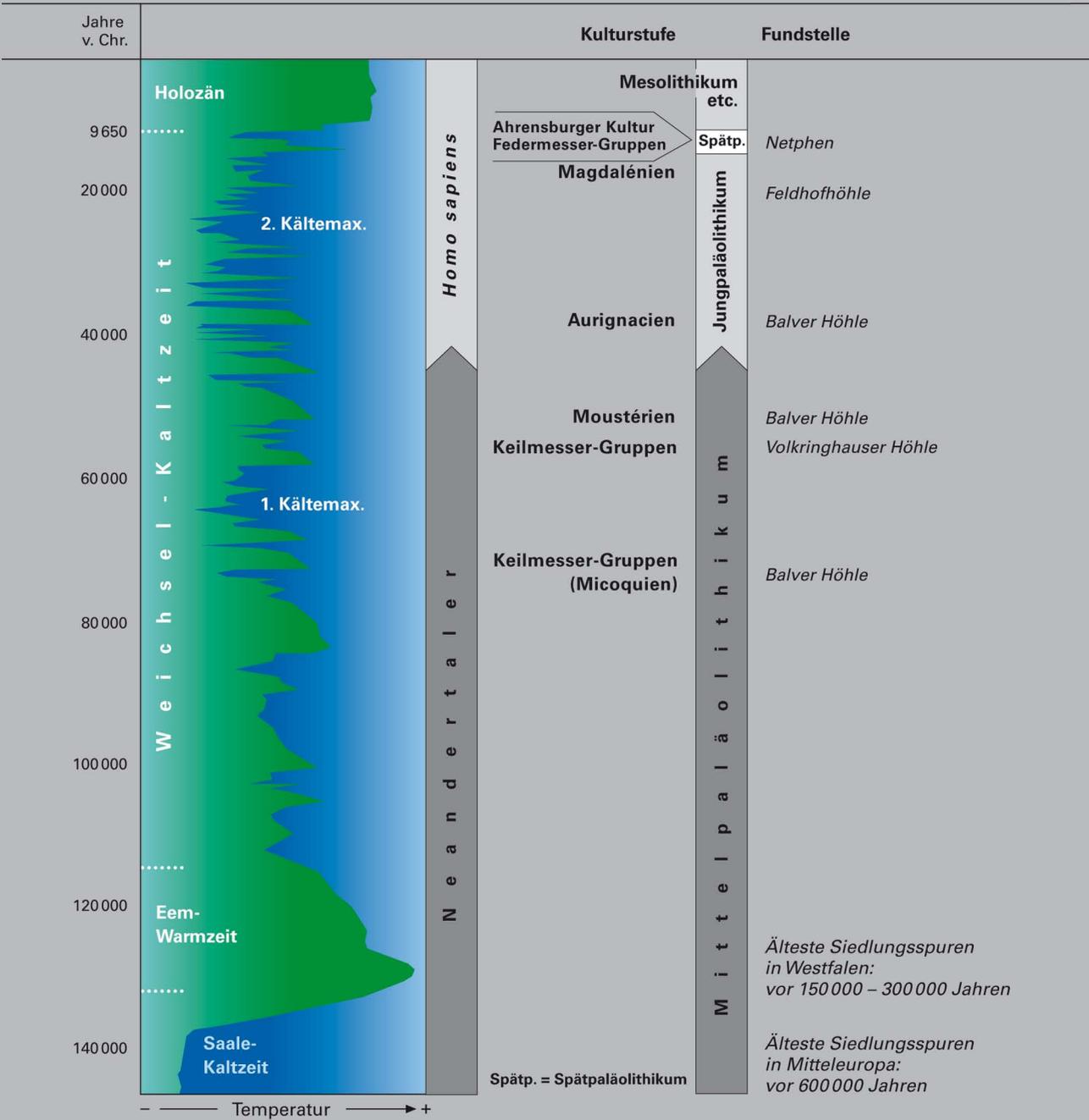
Höhle diente diesen Tieren während ihrer Winterruhe als Unterschlupf – ist nicht ausgeschlossen. Zudem waren Wildrinder, Rentiere, Hirsche und Pferde eine begehrte Jagdbeute. Die nicht seltenen Überreste junger Mammute könnten ebenfalls auf die gezielte Bejagung dieser unerfahrenen Tiere hindeuten. Auch ein Höhlenlöwe (auf einem Schienbeinfragment sind deutlich Schnitt- und Hackspuren zu erkennen) mag von den erfolgreichen Jägern erlegt worden sein.

Einige Knochen der erbeuteten Tiere nutzten die Neandertaler zur Werkzeugherstellung, obwohl Kieselschiefer, der beispielsweise im Flusstal der Hönne zahlreich zu finden ist, und der Geschiebefeuerstein, der von den Gletschern in der Saale-Kaltzeit bis in das Ruhrgebiet verfrachtet worden war, bevorzugt genutzt wurden. Der Geschiebefeuerstein deutet auch erste Wanderbewegungen der Neandertaler an, die, wie weitere europäische Befunde zeigen, 100 km und mehr zurücklegten, um mit anderen Gruppen in Kontakt zu kommen. Die Bevölkerungszahlen der frühen Menschen waren so gering, dass regelmäßige Zusammentreffen verstreut lebender Kleingruppen überlebenswichtig waren.

Während des ersten Kältemaximums der letzten Kaltzeit (s. Tab. 11) war Mitteleuropa wohl weitgehend unbesiedelt. Die erneute Anwesenheit von Neandertalern – und damit auch Hinweise auf die Wiederbesiedlung der Bergregion – ist zum Beispiel durch die jüngeren Fundschichten aus der Balver Höhle nachzuvollziehen.

Mittelpaläolithische Steingeräte sind vor allem auf den alten Terrassenflächen der Flüsse, wie an der oberen Ruhr rund um Meschede oder auch am Nordrand des Sauerlandes bei Fröndenberg und Hagen, aufgelesen worden. Sie zeugen von zerstörten Siedlungsstellen. Der frühe Mensch war kein ausgesprochener Höhlenbewohner; dort sind meist nur die Erhal-

Tabelle 11
Archäologische Nachweise aus der Altsteinzeit (Paläolithikum)



Klimaentwicklung der letzten 140 000 Jahre (nach Klimadaten aus Eisbohrkernen; vgl. O. JÖRIS 2004)

tungsbedingungen und damit die Überlieferungsmöglichkeiten besser.

Obwohl die Fundschichten des frühen Jungpaläolithikums (Aurignacien) mit den Hinterlassenschaften der ersten aus Afrika eingewanderten modernen Menschen (*Homo sapiens*) bei den frühesten Grabungen in der Balver Höhle weitgehend zerstört wurden, sind dennoch einige der charakteristischen Steingeräte aus der Zeit um 40 000 v. Chr. (s. Tab. 11) erhalten geblieben. Insgesamt ist die Lebenszeit unserer direkten Vorfahren in Westfalen jedoch nur wenig dokumentiert.

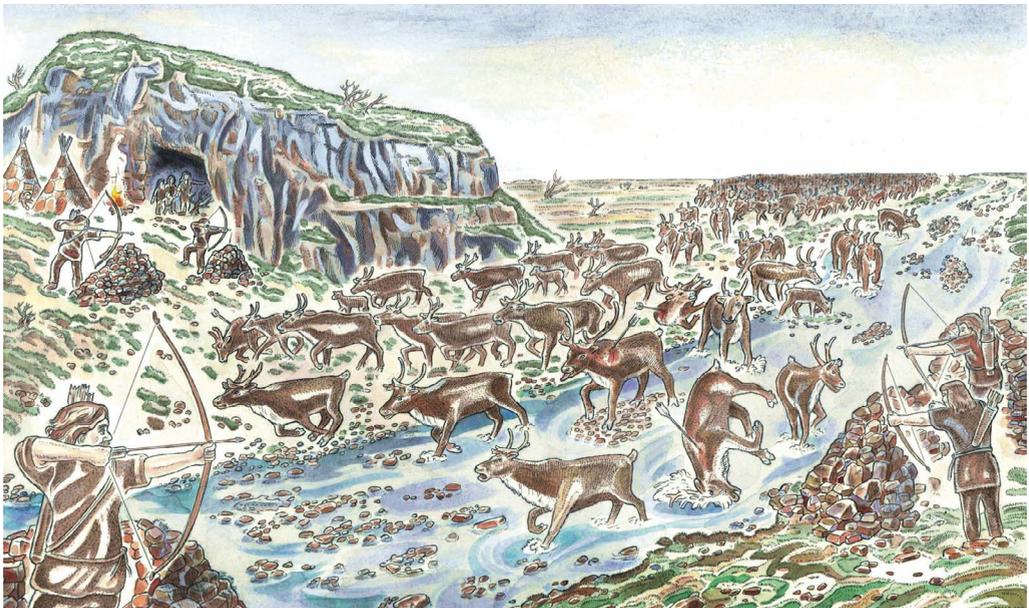
Hervorzuheben ist das basale Fragment einer aus Geweih gefertigten Geschoss- beziehungsweise Speerspitze aus der Feldhofhöhle bei Balve, die bereits in das späte Jungpaläolithikum (Magdalénien) um 13 000 – 14 000 v. Chr. gehören dürfte (s. Tab. 11 u. 12). Die Jagd auf Pferde- und Rentierherden bildete die Lebensgrundlage der damaligen Menschen.

In das Alleröd-Interstadial, die Warmphase nach dem Ende der Weichsel-Kaltzeit, gehören die

Fundplätze der Federmesser-Gruppen (älteres Spätpaläolithikum). Zu dieser Zeit breiteten sich Birken-, Pappel- und später auch Kiefernwälder aus, in denen eine typische Tierwelt mit Rothirsch, Reh, Elch und Auerochse lebte. Die Menschen jagten nun mit Pfeil und Bogen. Die zuvor genutzten Speerschleudern verschwanden. Als Pfeilspitzen dienten spitze Steinklingen mit einer abgestumpften und einer scharfen Kante, Federmesser genannt, die mit Birkenpech am Holzpfeil fixiert wurden. Funde der späten Federmesser-Gruppen um 11 000 v. Chr. sind vor allem am Nordrand des Sauerlandes um Hagen häufiger entdeckt worden, vornehmlich aus der mittlerweile gesprengten Martinshöhle bei Iserlohn. Doch auch in der Feldhofhöhle und wohl auch in der Balver Höhle sowie bei Winterberg und bei Netphen sind solche Pfeilspitzen gefunden worden. Ein bei Netphen entdecktes Federmesser ist der bisher älteste Beleg für die Anwesenheit des *Homo sapiens* im Siegerland.

Auf das Alleröd-Interstadial folgte eine markante, gut 1000 Jahre währende Kaltphase, mit

Abb. 77: Die Jäger der Ahrensburger Kultur jagten um 9900 v. Chr. am Hohlen Stein bei Rütten-Kallenhardt die zu ihren Sommerweiden ziehenden Rentierherden.
© A. MÜLLER, LWL Olpe



der das Pleistozän endete. Sie brachte wieder subarktische Verhältnisse nach Westfalen zurück. Während dieser Jüngerer *Dryas*-Zeit (ca. 11 750 – 9 650 v. Chr.; s. Tab. 12) lebten hier wieder Lemminge und Rentiere. Letztere bewegten sich regelmäßig zwischen ihren Winterständen im nordeuropäischen Tiefland und den Sommereinständen in der nördlichen Mittelgebirgszone des Rheinischen Schiefergebirges. So finden sich an dessen Nordaufgang, zum Beispiel bei Witten-Bommern, Schwerte-Reingsen und Meschede-Wennemen, mehrere Oberflächenfundplätze der Ahrensburger Rentierjäger, die jedoch nur Steingeräte lieferten. Hier erwarteten die Jäger die heraufziehenden Rentierherden (Abb. 77).

Von besonderer Bedeutung sind die zahlreichen Tierreste aus der Höhle Hohler Stein bei Rüthen-Kallenhardt, allen voran solche von Rentieren. Zwei jüngst gemessene Radiokarbonalter an Rentierresten datieren diese Jagd in die Zeit um 9 900 v. Chr. Vom Hohlen Stein stammt auch das bisher älteste Schmuckstück aus Westfalen, ein durchbohrter Wolfs- oder Hundezahn. Der Hund war als das erste „Haus“tier bereits seit einigen tausend Jahren Begleiter des Menschen.

Mittelsteinzeit (Mesolithikum)

Um 9 650 v. Chr. erwärmte sich das Klima wieder rapide (s. Tab. 12). Die Wälder breiteten sich erneut schnell aus und verdichteten sich immer mehr, bis um 6 000 v. Chr., während des Atlantikums – im Klimaoptimum des Holozäns –, dichte Eichenmischwälder entwickelt waren, die in den Mittelgebirgen aber zeitweise noch durchaus einen lichtereren Charakter hatten. Dies ist die Zeit der letzten Jäger und Sammlerinnen Europas.

Die Steingeräte des Mesolithikums bestehen im bergigen Südwestfalen zum einen aus dem Geschiebefeuersstein. Dieser wird, je weiter man

nach Süden schaut, seltener und dann vom regionalen Rohstoff Kieselschiefer dominiert. Dieses Befundbild unterstreicht die fortbestehenden Kontakte der mobilen Jäger- und Sammlerinnen-Gruppen in den Norden. Die Sieg dürfte damals als ein neuer Kommunikationskorridor nach Westen gedient haben, wie wenige tertiäre Silexfunde (Chalzedon), die aus der Gegend um Bonn stammen, belegen. Die meisten südwestfälischen Fundplätze der Mittelsteinzeit gehören in deren frühen Abschnitt, spätmesolithische Funde sind wesentlich seltener.

Aus dem Siegerland sind derzeit rund 70 mesolithische Fundstellen bekannt, aus dem Sauerland mehr als doppelt so viele. Es handelt sich zumeist um Oberflächenfundstellen, doch haben auch einige Höhlen mesolithische Steingeräte geliefert, so das Fledermausloch bei Attenhorn und die Bilsteinhöhle bei Warstein. Aus der Balver Höhle wurde zudem ein menschliches Scheitelbein mithilfe der ¹⁴C-Methode auf etwa 8 400 v. Chr. datiert. Noch etwas älter sind die 2004 untersuchten, zufällig entdeckten Menschenreste aus der kleinen Blätterhöhle in Hagen. Später wurde ein weiteres Fragment sogar auf 9 200 v. Chr. datiert. Damit stellen die Funde aus der Blätterhöhle die ältesten mesolithischen Menschenreste dar, die bisher überhaupt in Mitteleuropa entdeckt worden sind. Zudem gelang es durch Grabungen auf dem Vorplatz der Höhle erstmals, für Westfalen eine Abfolge von Besiedlungshorizonten vom Früh- bis zum Spätmesolithikum zu rekonstruieren. Aufgrund bestimmter Mikrolithenformen sind hier für die Zeit um 7 300 v. Chr. Kontakte nach Westen zur Rhein-Maas-Schelde-Kultur nachweisbar. Eine auf etwa 8 600 v. Chr. datierte frühmesolithische Fundstelle bei Hagen-Eilpe zeigt anhand der spezifischen Mikrolithentypen sowohl Bezüge in den Süden als auch in den Norden.

Typische Steingeräte des späten Mesolithikums sind wesentlich seltener als die des frühen. Das bereits 1887 nach Entdeckung des Bilstein-Höhlensystems bei Warstein ausgeräumte Feuersteininventar der sogenannten Kulturhöhle I konnte aufgrund einiger typischer viereckiger

Mikrolithen und querschneidiger Pfeilköpfe (Abb. 78) in das Spätmesolithikum datiert werden. Zusammen mit einem aussagekräftigen Fundplatz bei Dreis-Tiefenbach (Gemeinde Netphen), sprechen diese Belege nachhaltig auch für eine spätmesolithische Nutzung des südwestfälischen Berglandes.

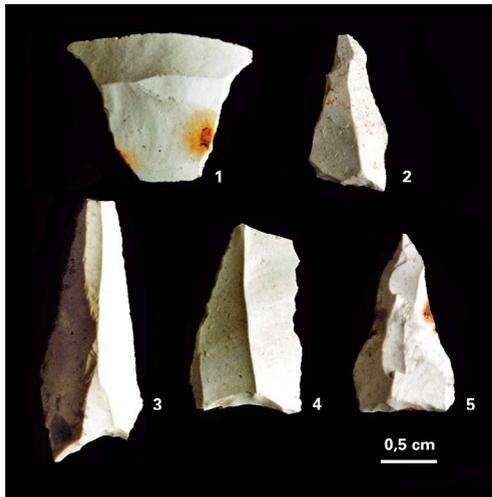


Abb. 78: Aus der „Kulturhöhle I“ des Bilstein-Höhlensystems bei Warstein stammen einige typisch spätmesolithische Feuerstein-Pfeilspitzen.
© H. MENNE, LWL Olpe

Jungsteinzeit (Neolithikum)

Der größte Einschnitt in der bisherigen Menschheitsgeschichte ereignete sich im Klimaabschnitt des jüngeren Atlantikums (s. Tab. 12): der Übergang von der Lebensweise mit Jagd, Fischfang und Sammelwirtschaft hin zu einer weitgehend sesshaften mit Ackerbau und Viehzucht. Diese nachhaltige wirtschaftliche und kulturelle Veränderung, das Neolithikum, erreichte Mitteleuropa etwa 5500 v. Chr. aus dem süd- beziehungsweise südosteuropäischen Raum. Nach ihrer charakteristischen Gefäßverzierung wird die älteste in Mitteleuropa weitverbreitete neolithische Kultur als Linearbandkeramik bezeichnet.

Die frühneolithischen Linearbandkeramiker und die folgenden mittelneolithischen Gruppen wie die Rössener Kultur bauten feste Siedlungen in den fruchtbaren Lössgebieten am Rande der Mittelgebirge, wie Soester Börde oder Hellwegzone. Das Bergland dürften sie nur sporadisch oder periodisch zur Jagd, zur Waldweide ihres Viehs oder um Bauholz zu beschaffen, aufgesucht haben. Vereinzelt Funde von quergeschäfteten Felsgesteinbeilklingen, sogenannte Dechsel beziehungsweise Schuhleistenkeile, und andere Steingeräte (z. B. sogenannte Setzkeile) deuten allerdings auf eine wie auch immer gearbete früh- und mittelneolithische Nutzung des Mittelgebirges hin. Vermutlich lebten dort zu jener Zeit weiterhin Menschengruppen in einer spätmesolithischen Tradition, die nur sporadischen Kontakt mit den (saisonal) vordringen Neolithikern hatten.

Auf einer Fundstelle bei Netphen ließ sich erstmals eine kleine mittelneolithische Steingeräteserie aus belgischen beziehungsweise niederländischen Feuersteinvorkommen nachweisen. Angeschliffene Hämatitstücke, die vermutlich aus dem siegerländischen Umfeld stammen, sprechen dafür, dass man das Gebiet auch zur Gewinnung von Farbstoffen aufsuchte. Damit erfassen wir erstmalig die Gewinnung und Nutzung von Erzen im Sieger- und Sauerland. Zeitgleiche Funde aus dem Hagener Raum, zum Beispiel aus der Oeger Höhle oder vom Oestricher Burgberg bei Iserlohn-Letmathe, zeugen von ersten, vielleicht saisonal genutzten mittelneolithischen Ansiedlungen in dieser Gegend.

Spätestens mit der folgenden expansiven jungneolithischen Michelsberger Kultur wird der Mittelgebirgsraum auch verstärkt von „vollneolithischen“ Bauerngemeinschaften aufgesucht. Hiervon zeugen charakteristische Felsgestein- und Feuersteingeräte, vor allem Pfeilspitzen. Die älteste aussagekräftige neolithische Fundstelle im zentralen Sauerland, ein Fundplatz bei Lennestadt-Grevenbrück, datiert in die Zeit der Michelsberger Kultur um 4000 v. Chr. Zahlreiche Steinartefakte, darunter viele Bruchstücke großer (Dolch-)Klingen aus südniederländi-

schem Rijckholt-Feuerstein, werden als Belege einer längerfristig genutzten Ansiedlung gedeutet. Hierfür sprechen auch einige wenige unverzierte, für die Michelsberger Kultur typische Keramikscherben. Es ist davon auszugehen, dass nun das waldreiche Mittelgebirge nach und nach von Menschen gelichtet und als Siedlungsraum, beispielsweise von primär als Viehirten lebenden Gemeinschaften, genutzt wurde.

Zu dieser Zeit verstärkte sich der Kontakt in den südmitteluropäischen Raum, sodass vermehrt Gegenstände aus dortigen Rohmaterialien nach Westfalen gelangten. Neben Pfeilspitzen (Abb. 79) und Sichelklingen aus bayerischen Hornsteinvarietäten (z. B. im Raum Hagen) sind hier vor allem Beilklingen aus einem grünlichen Jadeit zu nennen, der aus den Westalpen stammt. Solche Stücke fand man in Hagen, Hemer, Meschede und in der Balver Höhle.

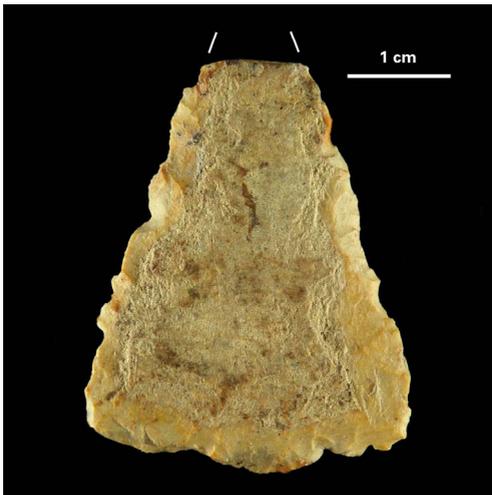


Abb. 79: Der Plattenhornstein für diese neolithische Pfeilspitze aus Hagen stammt aus Bayern.

© H. MENNE, LWL Olpe

Altersdatierungen weiterer Menschenreste aus der Blätterhöhle fallen in die Endzeit der Michelsberger Kultur (um 3600 v. Chr.) beziehungsweise in den Übergang zum folgenden Spätneolithikum. Es deutet sich an, dass hier – wie in anderen Höhlen dieser Zeit, beispielsweise in Belgien oder England – die neolithischen Gruppen besondere Bestattungsriten

durchführten. Im betrachteten Raum dienten Höhlen offenbar als Kollektivbestattungsplätze, die den Megalithgräbern in anderen Regionen entsprechen.

In der Folge wird ein weiterer Rohstoff für die Menschen immer interessanter: das Kupfer. Aus Südosteuropa erreichen nun Gegenstände aus reinem oder arsenhaltigem Kupfer, vor allem Beilklingen und Schmuckelemente, Westfalen. Beilklingen vom Nordrand des Sauerlandes, so aus Iserlohn (Abb. 80) oder Schwerte-Villigst, sind die ersten Nachweise in diesem Raum.

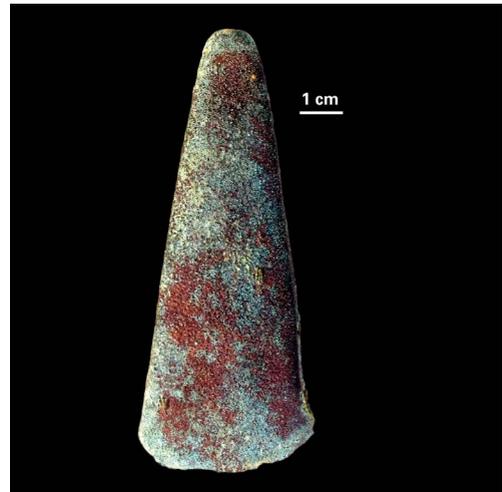


Abb. 80: Zum Ende des Neolithikums erreichten aus Südosteuropa immer mehr Gegenstände aus Kupfer Westfalen, so diese Beilklinge, die bei Iserlohn gefunden wurde.

© H. MENNE, LWL Olpe

Auch der südwestfälische Mittelgebirgsraum wurde in der Folgezeit von einem Strom neuer Impulse erfasst, der gegen Ende des Neolithikums große Teile Europas erreichte. Belege dafür sind Funde von Streitäxten (z. B. aus Arnsberg-Neheim u. Brilon-Lederke) sowie von Dolchklingen aus Feuerstein (z. B. aus Meschede-Burgschlade u. Brilon) oder aus Kupfer (Bilsteinhöhle).

Für das Siegerland gehören die ältesten Keramikfunde – Randscherben eines endneolithischen Keramikbechers aus Netphen-Unglinghausen – in diese Zeit.

Wie frühe Ausgrabungen im nördlichen Sauerland bestätigten, war es zur Zeit der Becherkulturen Sitte, die zum Teil verbrannten Verstorbenen nicht mehr kollektiv in Großgrabanlagen, sondern zumeist einzeln oder zu wenigen unter einem Grabhügel beizusetzen. So fanden sich unter einem endneolithischen Grabhügel am Fürstenberg bei Arnsberg-Neheim die Leichenschatten von drei Hockerbestattungen, die zusammen mit typisch endneolithischen Beigaben angetroffen wurden.

Bronzezeit

Die Entdeckung der Metalllegierung Bronze hat die Lebensbedingungen im südlichen Westfalen kaum verändert. Steingeräte wie Pfeilspitzen aus Feuerstein und auch Steinbeilklingen blieben nach wie vor im Gebrauch. Manche Steingeräte imitieren sogar entsprechende Metallgeräte, wie Feuersteindolche, von denen ein kleines, abgearbeitetes Exemplar aus der frühen Bronzezeit am Südrand des Möhnesees gefunden wurde.

Hinweise auf eine intensivierte Besiedlung der Gebirgsregion mit ihren kargen Böden während der Bronzezeit nach 2000 v. Chr. sind nicht vorhanden. Weder sind Siedlungen archäologisch entdeckt worden, noch deuten Pollenprofile aus Mooren Südwestfalens auf eine deutliche Auflichtung der naturnahen Wälder hin. Letztlich sind nur einige archäologische Einzelfunde, vor allem aus dem Sauerland, bekannt, in denen sich alle Stufen der bronzezeitlichen Perioden spiegeln. Mitunter lassen sich darunter auf Hügelkuppen oder in Gewässernähe auch kultische Niederlegungen vermuten (Abb. 81). Alle bisher entdeckten Stücke sind Importfunde aus anderen, vornehmlich südlichen und westlichen, seltener nördlichen Regionen Europas. Es ist nicht auszuschließen, dass diese Stücke auch aus zerstörten oder verschliffenen Grabhügeln stammen, denn diese Art von Grabanlagen ist heute noch häufig in den dichten Wäldern des Sauerlandes zu finden. Die wenigen

bisherigen Ausgrabungen solcher Hügel wie bei Hemer, wo ein Steinkranz den Hügel einfasste, oder bei Sundern-Allendorf, wo nur noch Reste einer Brandbestattung unter einer steinreichen Hügelschüttung gefunden wurden, bestätigen ihr bronzezeitliches Alter. Viele Hügel, zu Gruppen arrangiert, wie bei Rüthen-Kallenhardt, liegen auf markanten Höhenrücken, Kuppen oder an (vermuteten) Altwegen.



Abb. 81: Immer wieder werden an exponierten Orten oder in Gewässernähe Gegenstände der Bronzezeit entdeckt, wie diese Lanzenspitze im Mildental bei Rüthen.

© H. MENNE, LWL Olpe

Ein „Jahrhundertfund der mitteleuropäischen Bronzezeit“ ist östlich von Olsberg-Gevelinghausen entdeckt worden. Die doppelkonische Bronze-Amphore, der ein kurzer Zylinderhals aufsitzt, ist aus stark zerdrückten, dünnen Blechen rekonstruiert worden. Ehemals bestand die Urne (Abb. 82) aus vier zusammengenieteten Einzelblechen. Das Metallgefäß trägt ein besonderes Bildprogramm aus etwa 10 500 eingepunzten und herausgetriebenen größeren und sehr vielen kleinen Buckeln, die unter anderem das Motiv der „Vogel-Sonne-Barke“ bilden und so auf eine besondere Jenseitsvorstellung verweisen. Nur wenige vergleichbare Objekte mit diesem Bildprogramm fanden sich in Mittelitalien und im nördlichen Europa. Die Gevelinghauser Urne barg die verbrannten

Überreste eines etwa 30-jährigen Mannes, dem zwei kleine Dominostein-ähnliche Knochenplättchen mit Kreisaugenverzierungen beigegeben waren. Die Amphore ist zum Ende der Bronzezeit um 800 v. Chr. entstanden, wobei die Bestattung in der folgenden älteren Eisenzeit stattfand, sodass diese kostbare Bronzeurne über längere Zeit in Gebrauch war und vielleicht zu einem Zeitpunkt in den Boden kam, als die Symbolik auf dem Stück bereits „aus der Mode“ gekommen war.



Abb. 82: Das Highlight der westfälischen Bronzezeit: die 36 cm hohe spätbronzezeitliche Bronzeurne aus Olsberg-Gevelinghausen mit ihrem aufwändig gestalteten Bildprogramm
© S. BRENTFÜHRER, LWL Münster

Vorrömische Eisenzeit

Auch der Übergang von der Bronze- zur Vorrömischen Eisenzeit ist trotz des Aufkommens eines weiteren Werkmaterials, des Eisens, in Südwestfalen ohne große Einschnitte verlaufen. Allerdings ist die Fundüberlieferung für die Eisenzeit wesentlich vielgestaltiger, vor allem für ihren späten Abschnitt, die La-Tène-Zeit.

Die markantesten Erscheinungen der Vorrömischen Eisenzeit im Mittelgebirge sind Wallanla-

gen, die Flächen von 2 bis knapp 10 ha einfrieden. Die aufwändigen Befestigungen bestanden aus verschiedenartigen Holz-Stein-Erde-Konstruktionen, die heute lediglich als Erdwälle zu erkennen sind. Die zumeist kaum erforschten Wallburgen stammen überwiegend aus der jüngeren Eisenzeit, doch gab es bereits in der älteren Eisenzeit, der (späten) Hallstattzeit, Vorkläufer. So belegen Radiokarbonuntersuchungen an Überresten von Holzpfosten aus dem Bereich der Bruchhauser Steine bei Olsberg, dass die betreffende Anlage aus der Zeit um 600 v. Chr., also der frühen Eisenzeit, stammt. Diese Anlage sticht durch die Integration der großen Felsen der Bruchhauser Steine in das Befestigungsbollwerk besonders hervor.

Die Wallburg auf dem Wilzenberg bei Schmalenberg-Grafschaft war mit einer Pfostenschlitzmauer befestigt. Vor Jahrzehnten wurde in Wallnähe ein Waffendepot entdeckt, dessen unbrauchbar gemachte Schwerter und Lanzen spitzen in die späte La-Tène-Zeit datieren und als kultische Deponierung zu deuten sind. Auch auf der Eresburg in Marsberg-Obermarsberg bestand eine eisenzeitliche Befestigungsanlage mit hölzernen Bauelementen und für die Burg bei Bad Berleburg-Aue wurde sogar ein hölzernes Torhaus nachgewiesen.

Eine besondere Anlage aus der jüngeren Eisenzeit konnte vor wenigen Jahren im Bereich „In den Gleiern“ bei Balve untersucht werden. Hier besteht der hohe Wall aus zwei Bauphasen mit Steinfronten und Holzbalkengerüst, dem ein tiefer Graben vorgelagert ist. Zudem sind diesem Graben noch strahlenförmig kleine Gräben und Wälle als zusätzliche Annäherungshindernisse vorgelagert.

Für das Umland der sauerländischen Burganlagen sind Siedlungsstellen der Vorrömischen Eisenzeit kaum bekannt, aber zu erwarten. So gelang die Lokalisierung mehrerer Siedlungsplätze im Umfeld der Bruchhauser Steine, die somit ein neues Licht auf die früher als Fluchtburgen oder Kultanlagen gedeuteten Wallburgen werfen und sie vielleicht als Zentralorte einer Siedlungskammer kennzeichnen.

Anders ist die Situation im Siegerland und im Wittgensteiner Land, wo schon lange zahlreiche Fundstellen im Umfeld der Wallanlagen bekannt sind. Seit dem 7./6. Jahrhundert v. Chr. wurden dort stellenweise die ackerbaulich nutzbaren Lagen besiedelt. Aber erst ab dem 3. Jahrhundert v. Chr. hat das Gebiet eine massive Auf-siedlung erfahren, was sich durch das Gräberfeld von Netphen-Deuz mit Brand- und Körpergräbern sowie Grabhügelbestattung gut nachvollziehen lässt. Das Areal wurde seit dem 7. Jahrhundert v. Chr. genutzt. Die hier Bestatteten waren neu in die Region gereiste Menschen aus der Wetterau und Nordhessen. Besonders über die Wetterau wurden in der Folge keltische Kultureinflüsse in das Siegerland vermittelt. Viel bedeutender ist aber der umfangreiche Technologietransfer aus der keltischen Zivilisation. Denn die meisten Fundstellen dieser Landnahmephase können auf die Eisengewinnung und -verarbeitung zurückgeführt werden. Die reichen Buntmetallagerstätten des nördlichen Siegerlandes (Olper u. Müsener Eisenerz-Gänge, vgl. S. 155: Abb. 90) wurden zumindest im

Abb. 83: Während der La-Tène-Zeit rauchten für die Eisenproduktion zahllose große Schmelzöfen im Siegerland. Im Jahre 2000 konnte an der Wartestraße in Siegen-Niederschelden ein besonders gut erhaltenes Exemplar untersucht werden. © H. MENNE, LWL Olpe



Raum Hilchenbach ebenfalls bereits während der Eisenzeit genutzt und verhüttet. Ob der Bergbau auf Kupfer oder gar auf Silber umging, ist Gegenstand aktueller Forschung. Allerdings scheint insgesamt im Siegerland die Eisengewinnung stärker im Fokus der keltischen Berg- und Hüttenleute gestanden zu haben. Dieses Übermaß an metallurgischen Fundstellen legt nahe, dass das Siegerland seit dem 3. Jahrhundert v. Chr. sogar in erster Linie wegen der Eisengewinnung von Süden und Südosten her aus der keltisch geprägten urbanen Peripherie aufgesiedelt wurde. Die Region war eine der wichtigen eisenzeitlichen Montanreviere in Mitteleuropa. Im Siegerland rauchten die größten Rennöfen ihrer Epoche in gleichartig organisierten Werkstätten, die große Stahlmengen hergestellt haben müssen. Beispielhaft hierfür sind die Fundstellen Trüllesseifen, Wartestraße (Abb. 83) und Gerhardsseifen in Siegen-Niederschelden beziehungsweise -Oberschelden, die in den letzten 15 Jahren untersucht wurden.

Auffallend ist, dass metallurgische Fundplätze zahlreich, Siedlungen oder Gräberfelder dagegen spärlich sind. Bis heute konnte im Siegerland zwar Kleinstsiedlungen oder Gehöfte, aber noch nicht einmal ein eisenzeitliches Dorf sicher nachgewiesen werden. Möglicherweise betrieben die eisenzeitlichen Berg- und Hüttenleute ihr Handwerk hier nur saisonal. In diesem System dürften die Wallburgen, die randlich zu den Produktionsstätten zu finden sind, eine wichtige Rolle gespielt haben.

So plötzlich, wie sie aufblühte, verschwand die Siegerländer Montanwirtschaft um die Zeitenwende auch wieder. Die Ursachen sind sicher in der Auflösung der keltischen urbanen Strukturen infolge der römischen Okkupation sowie der germanischen Wanderungen zu suchen. Erst mit dem Frühmittelalter erlebte die Montanwirtschaft in dieser Region eine Renaissance.

Auch wenn im Sauerland ebenfalls Eisen- und Buntmetallvorkommen bekannt sind, wurden diese von der eisenzeitlichen Bevölkerung offenbar kaum ausgebeutet. Bislang konnten dort

keine Verhüttungsfunde nachgewiesen werden, was mit einem zu geringen Erzgehalt oder aber auch mit den damals fehlenden Organisationsstrukturen erklärt werden kann.

Eine besondere Befundgattung aus der Vorrömischen Eisenzeit halten dagegen über zwei Dutzend Sauerländer Höhlen bereit, die nach dem Mittelpaläolithikum mit dieser Periode einen weiteren zeitlichen Schwerpunkt haben. Dabei handelt es sich nicht nur um Höhlen im devonischen Massenkalk, sondern auch um solche im Zechstein um Marsberg, vor allem die Weiße Kuhle. Diese Höhlen bergen häufig in mit Holzkohle durchsetzten Schichten ein reiches eisenzeitliches Fundmaterial. Außerdem wurden abgrenzbare Feuerstellen angetroffen, die auch viel verkohltes Getreide enthielten. Das Fundmaterial umfasst vor allem Keramik, die meist zerscherbt ist, daneben auch bronzene und eiserne Schmuckbestandteile sowie Glas- und Bernsteinobjekte. Auffallend und ungewöhnlich ist die Art ihrer Deponierung, denn fast alle Schmuckstücke sind entweder nur fragmentarisch erhalten oder vorsätzlich beschädigt. Nicht selten handelt es sich dabei auch um

Abb. 84: Aus der großen Burghöhle im Hönnetal stammt dieses Bronze-Entlein, das seinen Weg – vielleicht als Teil eines Kultobjektes – aus dem keltischen Österreich zu uns gefunden hat.
© R. BLANK, Hagen, u. A. MÜLLER, LWL Olpe



Importstücke aus dem keltischen Süden beziehungsweise Südosten, die sowohl in die frühe als auch in die späte Eisenzeit datieren. Aus der Großen Burghöhle im Hönnetal liegt zudem ein kleiner bronzener Nietnagel in Form einer Ente vor (Abb. 84), der aus Österreich stammen dürfte (um 700 v. Chr.), wo vergleichbare Stücke kleine Kultwagen zieren. Tierknochen und Knochenwerkzeuge sowie vor allem Menschenreste ergänzen das Fundbild der Höhlen. Die Knochen wurden früher häufig mit Opferriten und gar Kannibalismus in Verbindung gebracht. Heute werden sie eher als Überreste spezieller Beisetzungspraktiken gedeutet, sogenannte Sekundärbestattungen, die im Rahmen komplexer Riten durchgeführt wurden, bei denen Feuer eine wichtige Rolle spielte.

Römische Kaiserzeit

Vermutlich bedingt durch die römische Expansion von Westen und Süden und die dadurch verursachte Auflösung der vorhandenen politischen Strukturen, erlebten zum Ende der Eisenzeit die kulturell eng mit der keltischen La-Tène-Kultur verbundenen Gebiete in Südwestfalen einen Niedergang, der bis zur Entvölkerung führen konnte.

Inwieweit der römische Okkupationsversuch Germaniens im archäologischen Fundbild einen Niederschlag gefunden hat, ist Gegenstand aktueller Diskussionen. Das Römerlager von Kneblinghausen am Nordostrand des Sauerlandes bei Rüthen „passt“ noch nicht ins Bild der bekannten römischen Lippe-Route nach Osten. Denn die anderen bekannten römischen Befestigungen und Stationen orientieren sich strikt an natürlich vorgegebenen Verbindungskorridoren, wie die Hellwegtrasse, während das Lager von Kneblinghausen weit davon entfernt angelegt wurde. Untersuchungen von 2008 haben eine germanische Vorgängerbesiedlung an der Stelle des gut 10 ha großen römischen Lagers bestätigt, doch konnten keine aussagekräftigen römischen Funde geborgen werden.

Neben der römischen Bauweise der Anlage, mit einem Spitzgraben vor einem niedrigen Wall (Abb. 85) sowie den eventuell frührömisch zu datierenden, einziehenden *clavicula*-Toren mit vorgelagertem Abschnittswall (*titulus*), ist der Altfund einer *dolabra* (Querdechsel mit Hammerkopf, römisches Schanzgerät) der aussagekräftigste Hinweis auf Römer im nördlichen Sauerland.



Abb. 85: Im Jahre 2008 konnte der typische Spitzgraben vor dem Wall des Römerlagers Kneblinghausen bei Rüthen noch einmal dokumentiert werden. © M. BAALES, LWL Olpe

Allerdings wird seit einiger Zeit spekuliert, ob dieses Lager wirtschaftspolitisch vielleicht nur eine kurze Rolle im Zusammenhang mit dem Handel von Bergbauprodukten spielte. Denn auf der südlich angrenzenden Briloner Hochfläche sind mittlerweile mehrere Stellen bekannt, wo neben vereinzelter römischer Keramik auch Bleiobjekte gefunden wurden. Dazu gehört ein nicht näher ansprechbares Bleiobjekt mit einer Inschrift, die sich als eine im Genitiv deklinierte Signatur des Kognomens PVDENS rekonstruieren lässt (Abb. 86). In der Schiffsladung eines augusteischen Handelsschiffswracks aus der südfranzösischen Rhônebuchth ist ebenfalls ein Bleibarren mit einer PVDENS-Inschrift gefunden worden, der außerdem das Kürzel GERM für GERMANICUM als Herkunftsort aufwies.

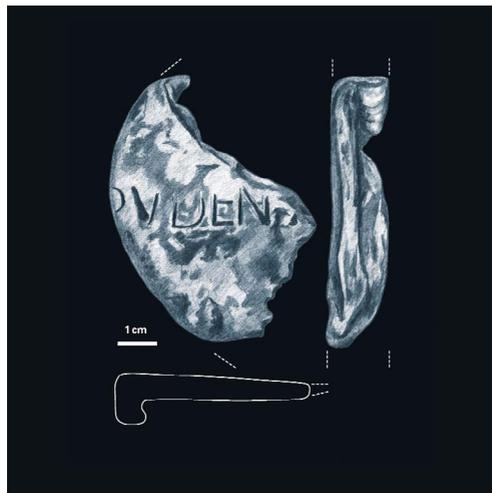


Abb. 86: Ein besonderes Bleifragment fand sich in Brilon-Altenbüren unter zahlreichen weiteren Bleiresten, die auf einen Verarbeitungsort hinweisen. Auf diesem Stück ist eine der frühesten Inschriften aus Westfalen erhalten: PVDEN(S), der vermutlich als ein früh-römischer Bergwerksbetreiber in Germanien zu identifizieren ist. © A. MÜLLER, LWL Olpe

Die vergleichbaren Bleibarrenfunde legen den Schluss nahe, dass es sich bei PVDENS um einen Römer handelt, der um die Zeitenwende im rechtsrheinischen Barbaricum als Bergwerksunternehmer tätig war.

Weitere Funde, die für eine okkupationszeitliche römische Präsenz als Voraussetzung für Bergbau im nördlichen Sauerland sprechen könnten, sind äußerst selten. Auch entsprechende Abbauspuren konnten bislang nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise sind sie durch jüngeren Bergbau zerstört worden.

Nicht-römische Barrenformen aus Sauerländer Blei sind in den 1980er-Jahren auf der frühkaiserzeitlichen germanischen Siedlung von Balve-Garbeck erstmals ausgegraben worden (Abb. 87). Hier wurde unter anderem ein komplettes germanisches Langhaus von 17 m Länge und 6 m Breite mit Speicherbauten und Grubenhäusern sowie angrenzendem Brandgräberfeld freigelegt. Dazu gehörte offenbar auch eine Werkstattzone, welche ebenfalls in das 1. Jahrhundert n. Chr. datiert, in der neben Blei



Abb. 87: Nicht-römische Barrenformen aus Sauerländer Blei sind in den 1980er-Jahren auf der frühkaiserzeitlichen germanischen Siedlung von Balve-Garbeck erstmals ausgegraben worden. © H. MENNE, LWL Olpe

noch Eisen verarbeitet wurde. Dass Germanen in der Bleigewinnung tätig waren, wurde bis dahin nicht erwartet. Neueste Forschungen über die germanische Besiedlung im Raum Soest haben mittlerweile darüber hinaus ergeben, dass selbst nach dem Abzug der römischen Okkupatoren (ab 16 n. Chr.) im Sauerland Bleierze abgebaut und verhüttet wurden, um dann im Raum des heutigen Soest weiterverarbeitet zu werden.

Die Germanen hatten für Blei selbst wenig Verwendung, betrieben trotzdem eine umfangreiche Bleiproduktion und richteten sich dabei nach dem römischen Gewichtssystem. Deswegen ist heute sicher, dass auch nach dem Abzug der Römer die Germanen im Sauerland weiterhin für den römischen Absatzmarkt produzierten. Spätestens im 2. Jahrhundert n. Chr. jedoch endete die germanische Bleiproduktion im Sauerland. Die Gründe hierfür sind noch nicht bekannt.

Neben den Bleifunden und der damit vergesellschafteten Keramik deuten für die folgende Römische Kaiserzeit vor allem römische Münz-

funde einen in seinem Umfang noch undeutlichen Kontakt des „freien Germaniens“ zum Imperium an.

Ein besonderer Fund der jüngeren Kaiserzeit (um 400 n. Chr.) stammt vom Oestricher Burgberg bei Iserlohn-Lethmate. Hier fanden sich 1928 je ein Arm- und ein Halsring aus Gold (Abb. 88), offensichtlich eine bewusste Depositionierung.

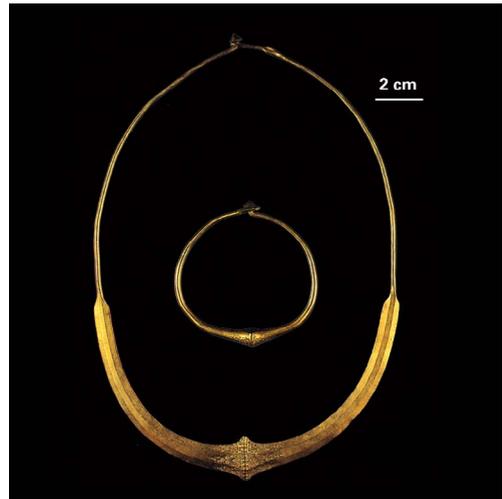


Abb. 88: Ein Arm- und ein Halsring aus Gold: Der besondere Fund der jüngeren Kaiserzeit (um 400 n. Chr.) stammt vom Oestricher Burgberg bei Iserlohn-Lethmate. © Archiv LWL Olpe

Lange wurde dies als ein Versteckfund aus unsicherer Zeit gedeutet, aber möglicherweise handelt es sich auch um das Dankgeschenk einer hochgestellten Elite an ihre Gottheiten, wie es für vergleichbare Edelmetallhorte zwischen Niederrhein und Weser vermutet wird.

Insgesamt sind die zahlreichen andernorts bekannten Auseinandersetzungen zwischen den einsickernden germanischen Gruppen aus dem Osten und dem Norden sowie der römischen (oder romanisierten) Bevölkerung und den sie schützenden militärischen Kontingenten jenseits des Rheins – archäologisch betrachtet – an Sauer-, Sieger- und Wittgensteiner Land spurlos vorbeigegangen.

Völkerwanderungszeit und Mittelalter

Aufgrund des anhaltenden, sich immer mehr verstärkenden Drucks der germanischen Gruppen und Stämme kam es ab dem 5. Jahrhundert n. Chr. zu großräumigen Umgestaltungen der mitteleuropäischen Bevölkerungsstruktur. Archäologische Befunde und Funde aus dieser Zeit sind jedoch im betrachteten Mittelgebirgsraum selten. Aussagen über eine systematische Aufsiedlung dieses auch aufgrund seines Rohstoffreichtums im Frühmittelalter sicher wichtigen Gebietes sind von archäologischer Seite entsprechend schwer zu treffen, auch wenn Ortsnamenendungen auf -hausen und -inghausen dies nachdrücklich belegen. Reste solcher Ansiedlungen konnten in Hagen-Herbeck und in Balve-Garbeck freigelegt werden. Auffallend waren in den Abfallgruben beider Siedlungsstellen zahlreiche Scherben einer qualitativ hochwertigen Drehscheibenware, die Anklänge an die vielfach importierten rheinischen Vorbilder zeigt, aber vermutlich heimischen Ursprungs ist.

Die sächsische Landnahme über die Lippe nach Süden führte in der Folge zu nicht unerheblichen Spannungen, die in den Niederwerfungsfeldzügen Karls des Großen in der zweiten Hälfte des 8. Jahrhunderts gipfelten. Augenfällig werden die expansiven Bestrebungen der Karolinger in der Eroberung sächsischer Burgen wie der bedeutenden Eresburg von Obermarsberg im Jahre 772, von der aber bislang kaum archäologische Zeugnisse bekannt sind.

In der karolingisch-ottonischen Zeit setzte sich die Christianisierung durch und in vielen älteren Burganlagen wurden Kirchen gegründet, wie auch an anderen Orten neue Klöster als Zentren christlicher Manifestation entstanden. Ein wichtiges Beispiel hierfür ist das Stift Walburga in Meschede.

Bergbau und Hüttenwesen lassen sich spätestens seit dem 9. Jahrhundert sowohl im Siegerland als auch im Sauerland fassen. Dabei

handelt es sich um Verhüttungsplätze, aus deren Schlackenhalde frühmittelalterliche Keramik stammt oder aber Holzkohlenproben mittels der Radiokarbonmethode in diesen Zeitabschnitt datieren. Die Verhüttung von Erzen belegt indirekt auch den Bergbau, wobei bislang aber noch keine Abbaustellen für diese frühe Epoche entdeckt werden konnten, da diese vermutlich durch jüngeren Bergbau deutlich überprägt oder gänzlich zerstört sind. Denn die an den Verhüttungsplätzen gefundenen Erze lassen erkennen, dass die angereicherten Vorkommen in der oberflächennahen Oxidationszone abgebaut wurden und daher kein Tiefbau untertage, sondern ein Tagebau in Pingen (s. Abb. 89) stattfand.



Abb. 89: Im Distrikt Buchholz bei Brilon-Madfeld konnten vor einigen Jahren in einem aktiven Steinbruchbetrieb mit einem Bagger einige Pingen geschnitten werden. In einer fanden sich Holzkohlen, die aufgrund ihrer Datierung den Bleiabbau in das hohe Mittelalter einordnen.

© M. BAALES, LWL Olpe

Kupfergewinnung im Hochsauerland (Marsberg-Twesine) sowie Eisengewinnung in Sauer- und Siegerland sind sicher für das frühe Mittelalter nachgewiesen. Weiterhin fand die Verhüttung in Rennöfen statt, allerdings befanden sich das technologische Niveau der Eisenverhüttung sowie die Menge der Eisenausbringung deutlich unter demjenigen der Eisenzeit. Bestes Beispiel hierfür ist die Ausgrabung am Gerhardsseifen bei Siegen-Niederschelden. Dort überlagert eine kleine mittelalterliche Verhüttung (9./10. Jh.) eine deutlich größere eisenzeitliche und recycelte die alten Schlacken als Zuschlagstoff.

Am Ende des Frühmittelalters (10. Jh.) begann die Galmeigewinnung im Raum Iserlohn, da durch die gut datierte Messingproduktionswerkstatt von Schwerte-Kückshausen mit großen Mengen an Tiegeln ein indirekter Nachweis dafür besteht. Möglicherweise begann zu diesem Zeitpunkt auch bereits die Silbergewinnung im nördlichen Siegerland, sicher jedoch spätestens ab dem 11. Jahrhundert, wie Scherbenfunde aus Verhüttungsschlackenhalde belegen. Die archäologischen Forschungen zu diesen frühen Phasen der Buntmetallgewinnung stecken aber insgesamt erst noch in den Anfängen.

Deutlich besser ist hingegen der Forschungsstand zum Hochmittelalter. Erste Schriftquellen ab dem 11. Jahrhundert weisen auf die Bedeutung der Silbervorkommen im Gebiet hin, liefern jedoch keine konkreten Anhaltspunkte zu Art und Ausmaß des hochmittelalterlichen Berg- und Hüttenwesens. Vor allem die archäologischen Forschungen der letzten Jahre erbrachten dagegen wichtige Ergebnisse.

Demnach lässt sich spätestens im 13. Jahrhundert allgemein im Sauer- und besonders im Siegerland der untertägige Abbau von Buntmetallerzen (Kupfer, Silber, Glasurblei) fassen. Belegt sind Abbautiefen von 70 m, seit dem 13. Jahrhundert wurden sowohl mit Schächten als auch mit Stollen Abbauzonen erreicht und teilweise wurde mittels Feuer setzen (untertägiges Verbrennen von Holz am Fels, um diesen

mürbe zu machen, damit er leichter abgebaut werden kann) der Vortrieb beschleunigt. Motor dieser Entwicklung scheint die Urbanisierung und besonders die Monetarisierung mit ihrer großen Nachfrage nach Münzmetallen gewesen zu sein. Folglich rückten Reicherzorkommen und Fahlerzlagerstätten in den Fokus, die zunächst übertägig und später untertägig hereingewonnen wurden. Im Falle des Altenbergs bei Müsen im Siegerland wurde sogar im Bereich der Bergbauschächte eine große Wüstung der Berg- und Hüttenleute freigelegt. Teilweise repräsentative Häuser mit reicher Ausstattung sowie eine Kleinburg zeigen die Bedeutung des Ortes, die Akkumulation von Reichtum durch die Bergleute sowie die (wirtschafts-)politische Bedeutung des Bergbaus allgemein auf. Bedauerlicherweise fehlt jegliche historische Quelle zu diesem ca. 100 Jahre bestehenden Bergbau mit Siedlung, der in einer Brandkatastrophe unterging.

Ebenfalls im 13. Jahrhundert ist auch der Tiefbau auf Eisenerzorkommen belegt, allerdings stecken diese Forschungen erst in den Anfängen. Befunde im Raum Hemer lassen sogar erkennen, dass er möglicherweise bereits im 10. Jahrhundert erhebliche Tiefen erreicht hatte.

Deutlich besser erforscht ist hingegen der technologische Wandel des Hüttenwesens sowohl bei der Produktion von Buntmetallen als auch von Eisen in diesem Jahrhundert. Denn die Einführung des Wasserrades erlaubte den künstlichen Antrieb von viel größeren Blasebälgen als zuvor oder aber beispielsweise die Errichtung großer Pochmaschinen, die von Wasserrädern angetrieben wurden. Resultat war die Entwicklung hin zu deutlich größeren Verhüttungsöfen sowie zu einer deutlich gesteigerten Metallproduktion.

Während die technologische Entwicklung bei der Buntmetallurgie derzeit erforscht wird, ist für die Eisengewinnung bereits erwiesen, dass innerhalb dieses Jahrhunderts rasch mehrere neue Ofentypen aus anderen Montanregionen

im Sauer- und Siegerland ausprobiert, modifiziert oder gar neue Techniken entwickelt wurden. Die Folge war, dass die Rennöfen und auch der Rennofenprozess verschwanden und sich frühe Hochöfen durchsetzten. Während der Rennofenprozess im direkten Verfahren Stahl produzierte, musste nun allerdings das im indirekten Prozess gewonnene Roheisen durch Entkohlung (Frischen) in schmiedbaren Stahl umgewandelt werden. Erst am Ende des Mittelalters bzw. am Beginn der Neuzeit wurden Techniken entwickelt, bei denen das Roheisen direkt zu Endprodukten verarbeitet wurde.

Neuzeit

Auch die jüngsten Bodenfundstellen wie Lagerstandorte des Unrechtssystems des Dritten Reichs oder abgestürzte Flugzeugwracks des Zweiten Weltkrieges, zum Beispiel um Hagen, können und sollen mit archäologischen Methoden erschlossen und dokumentiert werden. Auch hierzu leisten die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter der Archäologischen Denkmalpflege der LWL-Archäologie für Westfalen, Außenstelle Olpe, zusammen mit vielen Haupt- und ehrenamtlichen Helfern ihren Beitrag.

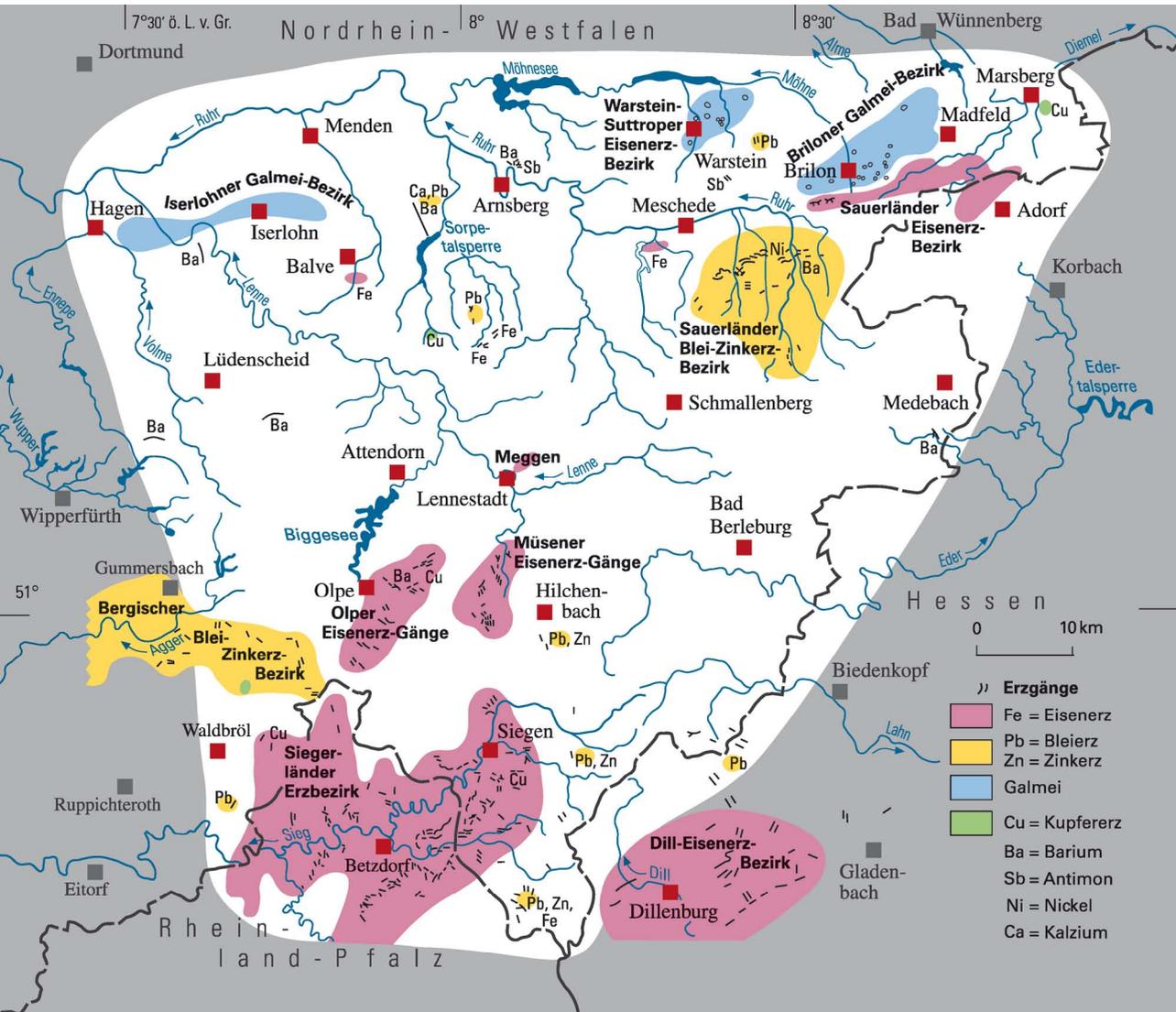
Lagerstätten

Béatrice Oesterreich

Das südwestfälische Bergland gehörte in der Vergangenheit zu den wichtigsten Zentren der Rohstoffgewinnung in Nordrhein-Westfalen. Entdeckung und Abbau bedeutender Erzlagerstätten, insbesondere des Eisens, hatten entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung der Industriezentren an Rhein und Ruhr. Der Ausbau der Infrastruktur in den gebirgigen und damals spärlich besiedelten Waldgebieten des rechtsrheinischen Schiefergebirges wurde oft durch

Erzfunde ausgelöst. Es mussten Möglichkeiten geschaffen werden, um die Erze in die Verarbeitungszentren, beispielsweise im Ruhrgebiet, transportieren zu können. Neben Erzen wurden früher im Betrachtungsraum auch die Industriemineralien Schwespat und Coelestin abgebaut. Heute sind nur noch Gewinnungsstätten der Steine- und Erden-Industrie in Sauer-, Sieger- und Wittgensteiner Land von Bedeutung.

Abb. 90: Erzbezirke des Sauer- und Siegerlandes



Erze

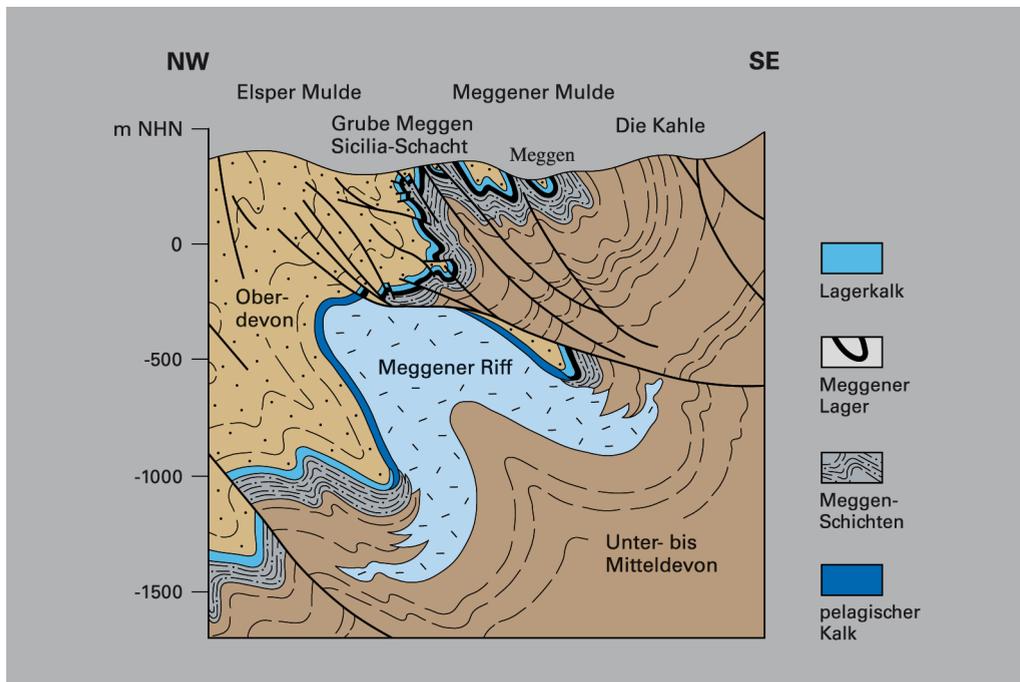
Vor allem im Sauer- und Siegerland wurden in der Vergangenheit eine Vielzahl unterschiedlicher Metallerze abgebaut, deren Lagerstätten sich zu Erzbezirken zusammenfassen lassen (Abb. 90). Es wurden hauptsächlich Eisen-, Blei-, Zink- und Kupfererze gewonnen. Der Gold- und Silberbergbau besaß – obwohl von zahlreichen Legenden umrankt – nur eine sehr untergeordnete Bedeutung. Besonders in wirtschaftlichen Notzeiten und im Zuge von Autarkiebestrebungen wurden unter heutigen Gesichtspunkten absolut unrentable Vorkommen von Mangan-, Nickel- und Kobalterzen sowie Strontium erschlossen. Die Betriebszeit derartiger Gruben war meist nur sehr kurz. In der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts sind alle Abbauorte stillgelegt worden. Damit ging in der Region ein stellenweise über 2500-jähriger Erzbergbau zu Ende.

Abb. 91: Falten- und Überschiebungstektonik im Bereich der Erzlagerstätte Meggen (nach CLAUSEN et al. 1978)

Unter geowissenschaftlichen Gesichtspunkten werden Erzvorkommen in erster Linie nach der Art des Erzes (z. B. Eisen- oder Kupfererz), nach seiner Genese (z. B. sedimentär oder hydrothermal) und nach dem zeitlichen Bezug zur Gebirgsbildung beschrieben.

Eisen

In Deutschland war Meggen neben den Vorkommen im Harz am Rammelsberg und im Lahn-Dill-Gebiet eine der bedeutendsten Eisenerzlagerstätten. Im Jahr 1992 wurde der Betrieb aber nach rund 250-jähriger Bergbaugeschichte eingestellt. Seit dem Jahr 1853 betrieb man hier den industriellen Abbau von Pyrit (Schwefelkies); es wurden ungefähr 40 Mio. t Erz gewonnen. Das flözartige Meggener Erzlager ist geologisch an die Südflanke der Attendorfer-Elsper Doppelmulde gebunden und kann im Streichen auf einer Länge von fast 4 km verfolgt werden (Abb. 91). Neben Pyrit lieferte die Lagerstätte auch Schwespat, Zinkblende und Bleiglanz. Das Sulfidierz-Swespat-Lager von



Meggen gehört zum submarinen, sedimentär-hydrothermalen Lagerstättentyp. Derartige Erzlager bilden sich durch Ausscheidungen aus metallhaltigen Hydrothermalen in kleinen, abgeschlossenen Meeresbecken. Das Meggener Lager wurde in einer von einem Riff geschützten Lagune gebildet, die eine Fläche von etwa 10 km² einnahm. Die geschichteten Erze (Abb. 92) wurden in zwei durchschnittlich 3,5 bis 4 m (max. 8 m) mächtigen Erzlagern abgebaut, die in mitteldevonische Tonsteine eingebettet sind. Den Abschluss der Lagerstätte bildet eine 2 – 3 m mächtige, mittel- bis oberdevonische Kalksteinschicht, der sogenannte Lagerkalk.

Meggener Eisenerz wurde im 19. Jahrhundert bis nach England exportiert, vorwiegend jedoch zur Schwefelsäure-Herstellung in chemischen Fabriken an Rhein und Ruhr eingesetzt. 1929 deckte allein die Grube Meggen ein Viertel des gesamten Schwefelkies-Bedarfs Deutschlands. Neben Schwefelkies wurde in großen Mengen Schwerspat abgebaut. Ende der 1920er-Jahre konnte die Förderung aus der Grube etwa 22 % des Weltbedarfs an diesem Mineral decken.

Im Siegerländer Erzbezirk sind seit rund 2500 Jahren bis zum Jahr 1965 auf einer Fläche von ungefähr 3000 km² Eisenerz-Gänge abgebaut worden. Dieses Vorkommen war mit mehr als 220 Mio. t abgebautem Eisenerz die größte Lagerstätte ihres Typs auf der Welt. Wie im Siegerländer Erzbezirk, so bestehen auch die Müssener Eisenerz-Gänge und die Olper Eisenerz-Gänge überwiegend aus Siderit. Buntmetallerze waren hier nur von untergeordneter Bedeutung.

Das Eisenerz kommt im Siegerländer Erzbezirk in Form von hydrothermalen Sideritgängen vor und wurde vor allem vor Ort und im Ruhrgebiet verhüttet. 1913 standen hier auf dem Höhepunkt der Förderung 60 Gruben im Abbau, die 2,62 Mio. t Erz gewonnen haben. Die Geschichte des Siegerländer Erzbergbaus ist durch zahlreiche wirtschaftliche Hochphasen und Niedergänge gekennzeichnet. Fehlende Transportwege in die Hauptabsatzgebiete schränkten die

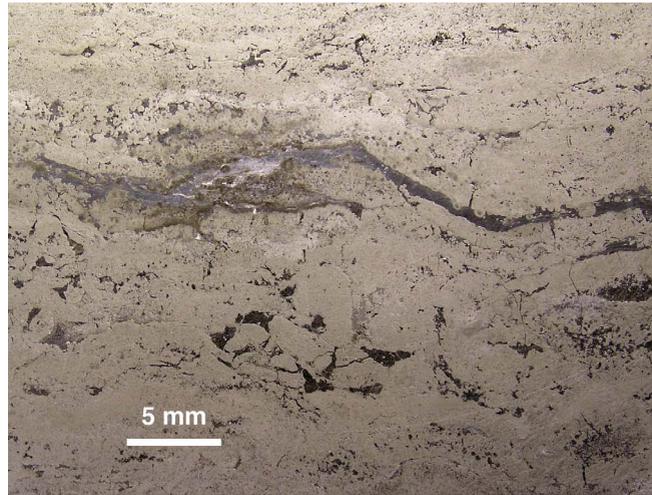


Abb. 92: Sedimentär geschichtetes Pyriters aus der Grube Meggen; Lennestadt

Wettbewerbsfähigkeit bis Mitte des 19. Jahrhunderts stark ein. Durch den Eisenbahnanschluss des Siegerlandes an das Ruhrgebiet und das Rheintal im Jahr 1861 kam es zu einem bedeutenden Aufschwung. Eisenerze und Kokscohle wurden zwischen dem Ruhrgebiet und dem Siegerland intensiv ausgetauscht. Die Erfindung neuer Verhüttungsverfahren in anderen Teilen Europas führte jedoch immer wieder zu wirtschaftlichen Einbrüchen, da zunehmend auch minderwertige oder bis dahin nicht verhüttbare Erze, wie die lothringischen Minette-Erze, zu wesentlich günstigeren Preisen verarbeitet werden konnten.

Geologisch bilden die Siegerländer Erze durchschnittlich 2 m – seltenen bis zu 20 m – mächtige Gangfüllungen, die von unterdevonischen Ton- und Sandsteinen begrenzt werden. Der Sideritgehalt dieser Gänge beträgt durchschnittlich 45 %, wobei sich der Siderit des Siegerländer Erzbezirks durch ein relativ konstantes Fe-Mn-Mg-Ca-Verhältnis auszeichnet. Das Erz ist in den Gängen meist derb, in Hohlräumen auch wie Blätterspat ausgebildet (Abb. 93).

Das Bildungsalter und die Entstehung der Siegerländer Erzgänge wurden in der wissenschaftlichen Literatur sehr kontrovers diskutiert



Abb. 93: Siderit als Blätterspat aus dem Hohlraum einer hydrothermalen Gangvererzung; Grube Bollenbach, Betzdorf (Rheinland-Pfalz)

und konnten einer Klärung erst durch isotopen-geochemische und paragenetische Untersuchungen näher gebracht werden. Diese belegen, dass im Siegerland sieben Mineralisationsperioden zwischen dem Unterdevon und dem Tertiär (Oligozän/Miozän) zur Bildung der unterschiedlichen Erzparagenesen geführt haben. Zu den ältesten – präorogenen – Mineralbildungen aus dem Mitteldevon gehören, neben Zinkblende-Bleiglanz-Vererzungen und Quarzgängen mit Arsenopyrit und Glaukodot, auch die wirtschaftlich bedeutsamen Siderit-Quarz-Gänge, die früher auch als Stahlstein- oder Eisensteingänge bezeichnet wurden. Im Siegerland sind mehrere tausend Erzgänge dieses Typs bekannt, die sich vor allem in Südwest – Nordost streichenden Zonen konzentrieren und hier als Gangschwärme oder Gruppen von Gängen auftreten.

Die Bildung dieser frühen Erzlagerstätten ist an Krustendehnungsprozesse gebunden, die zu einer Absenkung der Sedimente des Siegener Trogs, einer Ausdünnung der Kruste und verstärkter thermischer Aktivität geführt haben. Resultat dieses seit dem späten Unterdevon bis zum Unterkarbon andauernden Prozesses ist die Freisetzung großer Mengen metallhaltiger

Fluide, die aus der Entwässerung und Auslaugung der tief versenkten Sedimente und ihres Basements stammen. Sie konnten bei der beginnenden variszischen Gebirgsbildung entlang von dabei in der Trogfüllung entstandenen Störungs- und Kluftsystemen aufsteigen.

Kurz nach dem Höhepunkt der Gebirgsbildung im Oberkarbon kam es erneut zu einer Mobilisierung von erzhaltigen Lösungen, die neben Eisenverbindungen auch Paragenesen mit Antimon, Kupfer, Blei, Wismut und Quecksilber bildeten.

Ab dem Rotliegend wurde das Rheinische Schiefergebirge abgetragen und zu verschiedenen Zeiten, insbesondere aber in der Kreide, von einer intensiven Blocktektonik erfasst. Diese tektonischen Aktivitäten waren mit einem erneuten Aufstieg von metallhaltigen Fluiden verbunden. Zu den postvariszischen Mineralisationen zählen Blei-Zink-Erze, Barytgänge und Erze mit einer Ankerit-Quarz-Paragenese.

Durch das vorherrschend tropische Klima während der Kreide und des Tertiärs wurden viele an der Oberfläche anstehende Erzgänge von einer tiefgründigen chemischen Verwitterung erfasst. Die Folge davon war die Bildung einer Sekundärlagerstätte, des sogenannten Eisernen Hutes, in dem es infolge von Lösungs- und Ausfällungsprozessen zu einer Konzentrationserhöhung der Erzgehalte in bestimmten Bereichen kam.

Das Siegerland verfügt auch heute noch über Eisenerz-Reserven von ca. 40 Mio. t.

Im Warstein-Suttroper Eisenerz-Bezirk sind an verschiedenen Stellen Braun- und Roteisenstein (Limonit u. Hämatit) abgebaut worden. Die Erze sind durch die Bildung eines Eisernen Hutes über einer metasomatischen Siderit-Vererzung im Massenkalk entstanden. Die Grube Christiansglück war bis 1949 in Betrieb.

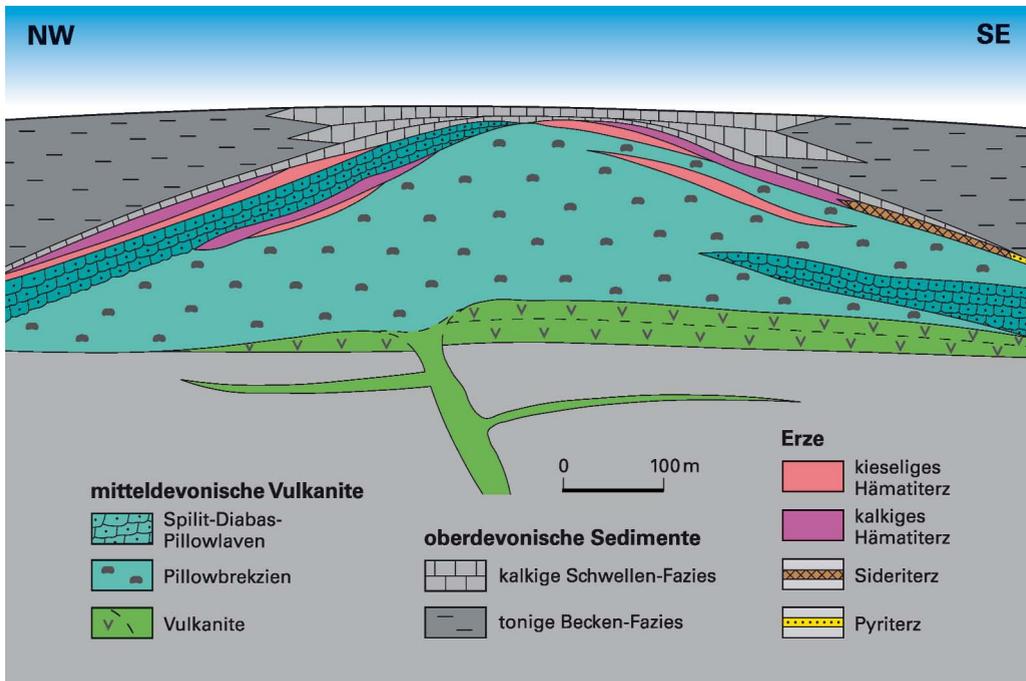
Im Sauerländer Eisenerz-Bezirk treten, an mitteldevonische Vulkanitgesteine des Ost-sauerländer Hauptsattels gebunden, submarin-exhalative Eisenerz-Lagerstätten auf, die ähn-

lichen Bildungsbedingungen unterworfen waren wie die bedeutenden Lagerstätten im Lahn-Dill-Gebiet. Die Anfänge des dortigen Bergbaus reichen bis in keltische Zeit zurück. Im Mittel- und Oberdevon waren im Bereich des Rhenoherynischen Beckens zahlreiche submarine Vulkane aktiv, wie sie aus dem Harz, dem Kellerwald und eben dem Lahn-Dill-Gebiet bekannt sind. Die Eisenerz-Lager entstanden durch submarine, diagenetische Umbildung der basischen Vulkanite. Während der submarinen Effusion konnte auf Haarrissen stark erhitztes Meerwasser in die Gesteine eindringen und Mineral- und Gesteinsumbildungen beschleunigen. Aus dem Gestein wurden Eisen- und Silikatverbindungen sowie große Mengen Kalzium herausgelöst und an anderer Stelle als Kieselgel und Roteisenstein ausgefällt. Das Kalzium stand diversen Organismen zum Bau von Skeletten und Schalen zur Verfügung, sodass derartige Vulkanbauten häufig mit Riffen vergesellschaftet sind.

Die Roteisensteinlager sind im Sauerland im Mittel- bis Oberdevon (Givetium bis Frasnium) sowie im Unterkarbon mehrphasig entstanden. Die Ausbildung und Zusammensetzung der Erze ist stark vom untermeerischen Relief abhängig. Während Sideriterze vor allem in tieferen, von der Frischwasserzufuhr abgeschnürten Meeresbereichen am Fuß der Vulkanschwelle vorkommen, sind karbonatische und kieselige Hämatiterze überwiegend an die Flanken der Vulkanbauten gebunden. Daneben treten in fast allen Lagerstätten meist nur untergeordnet Pyrit- und Magnetiterze auf. Die Verteilung der Erztypen lässt sich am Beispiel der Grube Christiane am Martenberg (Diemelsee-Adorf) veranschaulichen (Abb. 94).

Die meisten Hämatit-Gruben im Sauerland hatten ihre wirtschaftliche Blütephase Mitte bis Ende des 19. Jahrhunderts, wie die Gruben Grottenberg bei Marsberg-Beringhausen, Enkenberg oder Charlottenzug bei Marsberg-Bredelar.

Abb. 94: Verteilung der primären Faziestypen der Eisenerze des Lahn-Dill-Typs an den Flanken einer submarinen vulkanischen Schwelle des oberen Mitteldevons am Beispiel der Lagerstätte Martenberg; Diemelsee-Adorf (verändert nach BOTTKE 1981)



Der Abbau war meist an durchschnittlich 5 – 8 m mächtige Erzlager gebunden, die je nach Erztyp 20 – 60 % Eisen enthielten. Während zahlreiche Eisenerz-Gruben in den späten 1930er- und frühen 1940er-Jahren zur Sicherung der Rohstoffautarkie eine wirtschaftliche Wiederbelebung erfuhren und nach Kriegsende ihre Produktion einstellten, entwickelte sich die Eisenerz-Lagerstätte am Martenberg mit den konsolidierten Gruben Christiane, Eckefeld, Hubertus und Webel zu einer der bedeutendsten in Deutschland.

Die Grube Christiane, die größte Eisenerz-Grube im hessischen Adorf, wurde 1963 im Zuge der Stilllegung des gesamten inländischen Eisenerz-Bergbaus geschlossen. Ab 1938 wurden ca. 1,7 Mio. t Eisenerz gefördert. Schätzungsweise sind noch 0,5 – 2 Mio. t Vorräte in der Lagerstätte Martenberg vorhanden.

Kupfer

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges wurde seit über 1000 Jahren Kupfererz abgebaut. Die Kupfererz-Lagerstätte bei Marsberg zählte neben den Lagerstätten im Mansfelder Land zu den wichtigsten in Deutschland.

Am Obermarsberg (ehemals Eresberg) wurde bereits 1150 n. Chr. von König Konrad III. das Recht verliehen, Gold, Silber, Kupfer, Blei und Zinn zu graben und einzuschmelzen. Bis ins 16. Jahrhundert wurden vorwiegend oberflächennahe Kupfererze in kleinen Tagebauen oder in kurzen waagerechten Stollen, die in den Berg hineingetrieben wurden, abgebaut. Nachdem die oberflächennahen Lagerstätten am Ende des 16. Jahrhunderts erschöpft waren, begann man erste primitive Schächte abzuteufen. Um einen wirtschaftlichen Tiefbau betreiben zu können, wurden um 1650 mehr oder weniger kapitalkräftige Gewerke gegründet.

Einen entscheidenden Aufschwung erfuhr der Erzbergbau 1834 mit Gründung der Stadtberger Gewerkschaft. Neue Verhüttungsverfahren trugen zu einer deutlichen Produktionssteigerung

bei, sodass zunehmend auch sulfidische Erze verarbeitet werden konnten. Zur Verhüttung der Erze wurden von der Stadtberger Gewerkschaft zwischen 1835 und 1857 drei Hütten im Glindetal (Marsberg) errichtet. 1912 erreichte die Erzförderung mit 52793 t Kupfererz ihren Höhepunkt.

Die Inflation und die unsicheren politischen Verhältnisse nach dem Ersten Weltkrieg sowie der enorme Kapitalverlust infolge der Weltwirtschaftskrise in den 1920er-Jahren führten schließlich am 1. November 1930 zur Liquidation der Stadtberger Gewerkschaft und 1931 zu einer teilweisen Flutung der Gruben. Im Zuge der Autarkiebestrebungen des Deutschen Reiches wurde ab 1935 der Bergbau- und Hüttenbetrieb mithilfe von staatlichen Subventionen unter Führung der Vereinigten Deutschen Metallwerke AG als „Kupferbergbau Stadtberge zu Niedermarsberg GmbH“ wieder aufgenommen. Der Einsatz eines neuen Verhüttungsverfahrens, die sogenannte chlorierende Röstung, sollte die Erzausbeute deutlich steigern. Bei diesem Verfahren wurde das feinstzerkleinerte Gestein mit 8 % Kochsalz versetzt und bei 500 °C abgeröstet. Das Röstprodukt wurde mit Salzsäure gelaugt und über Eisenschrott entkuppert. Dieses Verfahren führte in kürzester Zeit zu einer großen Umweltbelastung, da sich der organische Kohlenstoff, von dem bis zu 10 % in den mitgewonnenen unterkarbonischen Schwarzschiefern enthalten sind, während des Röstprozesses mit dem zugesetzten Kochsalz zu umweltschädlichen polychlorierten Kohlenwasserstoffen verbindet. Folgen wie Rauchgaschäden, Verendung von Wild und Weidevieh sowie Erkrankung der Bewohner der umliegenden Ortschaften führten 1939 zu einer Einstellung der chlorierenden Röstung.

In Marsberg wurden Erze mit einem Gehalt von durchschnittlich 1 – 6 % Cu gefördert, wobei die Reicherz-Partien mit Gehalten von 7 – 16 % Cu auf kleinräumige Erzkörper beschränkt waren. Besonders in der letzten Betriebsperiode nach 1935 wurden in der Regel Armerze mit einem Kupfergehalt von rund 1,25 % abgebaut. Die

Kupfergewinnung in Marsberg endete unmittelbar nach dem Zweiten Weltkrieg.

1991 sorgten die Rückstandsprodukte der Verhüttung aus den 1930er-Jahren für republikweite Aufmerksamkeit, als man auf verschiedenen Sport- und Spielplätzen stark erhöhte Gehalte an polychlorierten Kohlenwasserstoffen feststellte. Der sogenannte Kieselrot-Belag (fein zermahlenes Haldenmaterial der Kupferverhüttung) wurde von 1955 – 1967 in die gesamte Bundesrepublik verkauft. Messungen aus dem unmittelbaren Haldenmaterial erbrachten ebenfalls stark erhöhte Schadstoffgehalte. Diese Bereiche sind in den vergangenen Jahren umfassend untersucht und aufwändig saniert worden.

Die Entstehung der Kupfererz-Lagerstätte wurde seit Beginn des 20. Jahrhunderts heftig und kontrovers diskutiert. Besonders der Umstand, dass die Erze sowohl auf Trennflächen, die den Zechstein durchschlagen, als auch im direkten Übergangsbereich zwischen älteren paläozoischen Gesteinen und Zechstein sowie innerhalb der unterkarbonischen Alaunschiefer zu finden sind, war Anlass zu den unterschiedlichsten genetischen Deutungen. Ähnlich wie bei den Eisenerzen des Siegerlandes muss auch bei der Entstehung der Kupfererz-Lagerstätte von einem mehrphasigen, über mehrere 100 Mio. Jahre andauernden Bildungsprozess ausgegangen werden, an dessen Ausgangspunkt die Anreicherungen von Buntmetallen im reduzierenden Milieu des Ablagerungsraumes der Alaunschiefer steht. Durch Diagenese- und Umlagerungsprozesse vor und während der variszischen Faltung wurden die Buntmetalle erneut gelöst, umgelagert und auf Klüften und an chemischen Barrieren wieder ausgefällt. Während des Rotliegend wurden die Gesteine von einer tiefgründigen Verwitterung erfasst und die Metalle nochmals gelöst, umgelagert und in tieferen Teilen der Lagerstätte, der sogenannten Zementationszone, ausgefällt. Während der anschließenden Zechstein-Transgression erfolgte eine erneute Aufarbeitung und Anreicherung der Metalle an der Basis des Zechstein-Karbonats. In einer letzten Phase der Lagerstätten-

bildung reicherten sich remobilisierte Kupfererze auf Trennflächen an, die in der Kreide-Zeit in Zusammenhang mit verstärkten tektonischen Bewegungen entstanden sind.

Teile der Stollen der ehemaligen Gruben Oskar und Friederike können als Besucherbergwerk Kilianstollen besichtigt werden.

Blei und Zink

Im Sauerländer Blei-Zinkerz-Bezirk befand sich mit der Erzgrube Vereinigter Bastenberg und Dörnberg (Abb. 95) bei Bestwigs-Ramsbeck eine der wichtigsten Buntmetall-Lagerstätten in Deutschland. In diesem Gebiet wurden seit dem frühen Mittelalter – zunächst oberflächennah – zum Teil silberhaltige Bleierze abgebaut. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde der Bergbau durch den Einsatz rationeller Abbaumethoden und die Organisation der Arbeiten durch Gewerke und Gewerkschaften vorangetrieben. 1854 schlossen sich die örtlichen Bergbaubetriebe mit der Stolberger Aktiengesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zusammen. In den Jahren 1870 bis 1914 wurden aus den Gruben Bastenberg und Dörnberg über 2 Mio. t Roherz gefördert, aus dem 147 450 t Blei- und 212 480 t Zinkkonzentrat gewonnen wurden.

Nach einem starken Rückgang des Abbaus während des Ersten Weltkrieges und der zeitweiligen Stilllegung der Gruben in den Jahren 1923 – 1924 und 1931 wurde ab 1933 im Rahmen der Autarkiebestrebungen der Bergbau wieder im großen Umfang aufgenommen.

Nach dem Zweiten Weltkrieg ruhte der Abbau zunächst bis 1946. Während der letzten Betriebsperiode von 1946 bis zur Stilllegung am 31. Januar 1974 wurden 10,2 Mio. t Erz abgebaut und daraus 181 202 t Blei- und 628 458 t Zinkkonzentrat gewonnen.

Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte Ramsbeck ist eine hydrothermale Ganglagerstätte. Sie ist an Stö-



Abb. 95: Stollenmundloch Willibald IV der Bleigrube Dörnberg in Bestwig-Ramsbeck, heute Teil des Bergbau-Wanderweges Ramsbeck
© Asio otus, CC BY-SA 3.0, Wikimedia Commons

zungssysteme in mitteldevonischen sandigen Ton- und quarzitischen Sandsteinen (Ramsbeck- u. Fredeburg-Schichten) im Bereich der überkippten Nordwestflanke des Ostsauerländer Hauptsattels gebunden. Der Ramsbecker Hauptgangzug, der aus 20 einzelnen Gängen besteht, verläuft in Südwest-Nordost-Richtung und ist auf einer streichenden Länge von ca. 7 km durchschnittlich bis zu einer Tiefe von 250 m ausgeerzt. Die Vererzung erfolgte nicht nur auf den Gängen, sondern auch auf den sogenannten Flächen – eine Besonderheit der Ramsbecker Lagerstätte. Als „Flächen“ bezeichnet man fast horizontal liegende Störungen, an denen die jeweils hangende Scholle nach Norden bewegt wurde.

Die Lagerstätte ist durch einen tektonischen Grabenbruch in zwei Teile gegliedert: die Lagerstätten Bastenberg im Westen und Dörnberg im Osten. Südlich des Hauptgangzuges sind zwei weitere Gangzüge ausgebildet, die jedoch ohne wirtschaftliche Bedeutung waren.

Die Hauptvererzung erfolgte auch bei dieser Lagerstätte in mehreren Phasen, zum einen zeitlich unmittelbar nach der Haupteinengung während der variszischen Gebirgsbildung im Oberkarbon als synorogene Vererzung sowie – wenn auch von geringerer Bedeutung – nach der Gebirgsbildung als postorogene Vererzung (Abb. 96).

Nach der Stilllegung hat man 1974 ein Besucherbergwerk und ein Bergbaumuseum eingerichtet, welches über die Geologie, den Bergbau und die Aufbereitung der Erze Auskunft gibt.

Weitere kleinere Blei-Zinkerz-Vorkommen sind aus dem Märkischen Oberland, dem Bereich des Siegerlandes sowie aus dem nordöstlichen Sauerland bekannt.

Die Zinkerze im Iserlohner Galmei-Bezirk konzentrierten sich auf den Raum zwischen Hagen-Delstern und Hemer-Deilinghofen, mit Schwerpunkt bei Iserlohn. Die dortige Galmei- oder Zinkspat-Vererzung ist aber nur noch unter



Abb. 96: Gangvererzung aus Zinkblende (dunkelbraun), Siderit (hellbraun) und wenig Bleiglanz (silbrig glänzend), Nebengestein aus verkieseltem Tonstein (grünlich grau); Grube Ramsbeck, Bestwig

genetischen und historischen Aspekten von Interesse. Die Vererzung ging von hydrothermalen Blei-Zinkerz-Gängen aus, die in kleinen und kleinsten Vorkommen im Bereich des Remscheid-Altener Sattels verbreitet sind. Dort, wo die Gänge den Massenkalk durchschlagen haben, ist der Kalkstein metasomatisch beeinflusst worden und es haben sich Galmeierze gebildet. Sie stellen ein komplexes Gemisch aus Zinkspat, Kieselzinkerz und Hydrozinkit dar und sind bis Ende des 19. Jahrhunderts abgebaut worden. Ähnlich wie in der Nordeifel bei Stolberg, waren sie auch bei Iserlohn Grundlage der Herstellung von Messingartikeln.

Im Siegerland sind hauptsächlich im Raum Siegen, Burbach, Wilnsdorf und Müsen mehrere Vorkommen von Blei-, Zink- und zum Teil Kupfererzen bis in die 1930er-Jahre abgebaut worden. Bei der wissenschaftlichen Untersuchung der Lagerstätten konnte festgestellt werden, dass die Blei-Zink-Vererzung bevorzugt an Gänge in tonigen unterdevonischen Gesteinen

gebunden ist. Quarzitisches Gesteinspartien sind hingegen durch das Vorherrschen von Sideritgängen gekennzeichnet. Aus der Analyse der Störungssysteme, die die Erzgänge verwerfen, lässt sich ableiten, dass die Blei-Zink-Mineralisation während der Gebirgsbildung im Oberkarbon stattgefunden hat. Nach neueren Untersuchungen kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass einzelne Erzgänge auch schon im Devon gebildet wurden.

Im nordöstlichen Sauerland wurden zahlreiche kleinere Erzvorkommen seit dem 16. Jahrhundert abgebaut. Der Ortsname „Bleiwäsche“ ist beispiels-

weise auf das im späten Mittelalter entdeckte Vorkommen von bleihaltigen Erzen am Lühlingsbach westlich der Ortschaft zurückzuführen. Die Hauptblütezeit des Erzbergbaus lag hier zwischen 1850 und 1880, nachdem man dazu übergegangen war, Erze im Tiefbau bis zu 70 m unter der Ortschaft abzubauen. Die Vererzung ist an unterschiedliche Störungssysteme im Briloner Massenkalk sowie an die große Überschiebung an der Nordgrenze dieses Riffkomplexes gebunden. Ihre Entstehung kann in Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen im Tertiär gesehen werden. Ähnlich wie im Iserlohner Galmei-Bezirk sind auch hier überwiegend Galmeierze gebildet worden.

Anfang der 1970er-Jahre wurde von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe südlich von Bleiwäsche eine Forschungsbohrung niedergebracht, die in 350 m Tiefe ein weiteres Vorkommen von Blei- und Zinkerzen nachwies. Dieses Vorkommen hat zum gegenwärtigen Zeitpunkt aufgrund der großen Tiefe

und dem damit verbunden hohen finanziellen Aufwand der Erschließung keine wirtschaftliche Bedeutung.

Mangan

An Sedimentgesteine des Unterkarbons gebundene Manganerze sind von verschiedenen Lokalitäten im Rheinischen Schiefergebirge bekannt.

Ein Abbau dieser meist als Mangankiesel bezeichneten Erze fand zeitlich nur sehr begrenzt statt und hatte seinen Höhepunkt Ende des 19. Jahrhunderts. Die meisten Manganvorkommen befinden sich im hessischen Teil des Rheinischen Schiefergebirges: im Edergebiet bei Battenberg (nahe Laisa), im Kellerwald und in der Dill-Mulde bei Dillenburg-Nanzenbach. Aus dem Wittgensteiner Land sind lediglich unbedeutende Vorkommen bei Bad Laasphe, Bad Berleburg-Beddelhausen und -Richstein bekannt.

Die Manganvererzung ist als mehr oder weniger schichtparallele Einlagerung in unterkarbonischen Alaunschiefern, Kieselschiefern und Kieselkalken anzutreffen. Die Erzbildung steht im engen Zusammenhang mit dem damaligen Vulkanismus, von dem auch die erzbringenden Lösungen abgeleitet werden. Primärerze sind durch Mangangehalte von 10 – 20 % und einen Quarzanteil von 50 – 65 % gekennzeichnet.

In der Umgebung von Brilon-Rösenbeck wurde von 1922 bis zum Ende des Zweiten Weltkrieges ein weiteres Vorkommen abgebaut, das an eine Störungszone gebunden ist. Neben einer nestförmigen Vererzung der unterkarbonischen Kieselkalke war auch eine störungsgebundene Vererzung des benachbarten Massenkalks und der Störungszone selbst zu beobachten. Das Erzlager der Grube Elisabeth 1 war durchschnittlich 2 – 3 m, maximal 20 m mächtig und durch Erzgehalte von 20 % Mangan und 30 % Eisen gekennzeichnet. Von 1936 – 1944 wurden hier ca. 7000 t Manganerz gewonnen. Stillgelegt wurde das Bergwerk im Jahr 1948.

Gold

Gold wurde im Ostsauerland seit dem frühen Mittelalter gesucht und sporadisch – meist mit wenig Erfolg und in geringen Konzentrationen – gefunden.

Die primären Goldgehalte sind an den Pyrit unterkarbonischer Alaunschiefer gebunden. Bei dessen Verwitterung geht das Gold in Lösung und kann auf Klüften im Nachbargestein oder als frei bewegliche Goldflitter ausgeschieden werden. Das Gold stammt also letztlich aus dem Wasser des Unterkarbon-Meeres.

Urkundlich erwähnt ist ein Goldbergbau seit 1676 am Enkenberg bei Brilon-Rösenbeck, seit 1696 am Grottenberg bei Marsberg-Bredelar und seit 1720 am Wulfesknapp bei Madfeld. In Hessen wurde Gold in der Umgebung von Korbach abgebaut. Es war das bedeutendste Vorkommen im Ostsauerland.

Oberflächennah wurde ein schwach goldhaltiger Eisenmulm abgebaut. Nach Angaben des Oberbergamtes Bonn aus dem Jahr 1890 hat man daraus durch Amalgamation insgesamt etwa 241 g Gold gewonnen. Meist wurden die bergbaulichen Aktivitäten bereits in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts nach wenigen Jahren wegen Unwirtschaftlichkeit wieder eingestellt.

Wohl die meisten Flüsse und Bäche im Sauerland führen in sehr geringen Konzentrationen Seifengold, welches in Form kleiner Goldflitter vorkommt. Allerdings haben diese Flitter wenig mit den bekannten Nuggets zu tun – sie wiegen im Durchschnitt lediglich 0,01 – 0,03 mg.

Industrieminerale

Industrieminerale können direkt, ohne Stoffumwandlung, für industrielle Zwecke eingesetzt werden. Der Grund für ihren Einsatz liegt in ihren Eigenschaften wie der Härte, der Doppelbrechung oder der Piezoelektrizität.

Schwerspat

Im rechtsrheinischen Schiefergebirge ist in der Vergangenheit das Industriemineral Schwerspat, ein Bariumsulfat (BaSO_4), in zahlreichen Vorkommen unterschiedlichsten Entstehungsalters abgebaut worden. Das letzte Schwerspat-Bergwerk, die Grube Dreislar bei Medebach, wurde im Jahr 2007 geschlossen. Bereits im September 2008 wurde hier das Schwerspatmuseum eröffnet, in dem der Besucher einen Eindruck vom untertägigen Abbau gewinnen kann.

Nachdem man seit dem 18. Jahrhundert mit mäßigem Erfolg versucht hat, in dieser Region Eisen- und Kupfererze zu gewinnen, wurde in Dreislar seit 1909 Schwerspat abgebaut. Ähnlich wie in anderen Bergbauregionen des Rheinischen Schiefergebirges unterbrachen die Kriegereignisse und die Inflationszeit in den 1920er-Jahren die Bergbautätigkeit. Erst ab 1957 wurde dort wieder Schwerspat auf 2 bis 10 m mächtigen Gängen abgebaut. Die jährliche Förderung betrug am Ende der Betriebszeit 25000 – 30000 t.

Die Schwerspat-Lagerstätte war an Gänge und Spalten im Gestein gebunden. In bereits verfestigten Gesteinen bildeten sich infolge tektonischer Bewegungen ab dem Unterjura Risse und Spalten, in denen nachfolgend aus heißen Lösungen verschiedene Minerale und Erze ausgeschieden wurden. Neben reinen Schwerspatgängen sind aus dem rechtsrheinischen Schiefergebirge zahlreiche Vorkommen bekannt, in denen neben dem Schwerspat noch zahlreiche Buntmetall- und Eisenerze sowie Quarz und Karbonate vorkommen.

Ein weiteres, in der Vergangenheit bedeutendes Schwerspatvorkommen befindet sich im nordöstlichen Sauerland, in Bad Wünnenberg-Bleiwäsche. Im 16. Jahrhundert wurden hier zunächst in kleinen Tagebauen Bleierze abgebaut. Anfang des 20. Jahrhunderts begann dann die Gewinnung von Schwerspat. Der Abbau erfolgte nur sporadisch und wurde während des Krieges und in wirtschaftlichen Notzeiten

stillgelegt. In den 1930er-Jahren wurde als letzte die Grube Hoffnung aufgegeben. Im Gegensatz zu den gangförmigen Schwerspatvorkommen von Dreislar ist die Mineralisierung in Bleiwäsche an eine chemische Verdrängung des Nebengesteins – hier in erster Linie Kalksteine, Mergelsteine und Sande der Kreide-Zeit – gebunden. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Schwerspatkörper betrug 30 – 50 cm, lediglich unter der Ortschaft sind Lager mit einer Mächtigkeit von 6 – 8 m abgebaut worden.

Schwerspat war besonders im 20. Jahrhundert ein gesuchter Rohstoff für die chemische Industrie. Neben der Anwendung als Zuschlagsstoff für Schwerbeton und Bohrspülungen wird er auch heute noch als Dämm- und Schallschutzmasse sowie als Farbpigment eingesetzt.

Coelestin

Das Strontiumsulfat Coelestin (SrSO_4) wurde bis zum Ende des Zweiten Weltkrieges sporadisch am Ostrand des Schiefergebirges bei Diemelstadt-Obergembeck und Marsberg abgebaut. Die Coelestinbildungen stellen eine fazielle Vertretung von Gips im Bereich des hypersalinaren Küstensaumes des Zechstein-Meeres dar. Die Mächtigkeit der Coelestinlager erreichte meist nur wenige Dezimeter.

Ende des 19. Jahrhunderts wurde Coelestin zur Gewinnung von Strontiumhydroxid, welches zur Rest-Entzuckerung von Melasse diente, gefördert. Es wird zudem zur Herstellung von Farbstoffen, buntem Glas und Elektrobatterien gebraucht.

Steine und Erden

Vielfach sieht man im südwestfälischen Bergland in der Nähe von Ortschaften kleinere und größere verlassene Steinbrüche, in denen in der Vergangenheit für den lokalen Bedarf Festgesteine abgebaut wurden. Heute konzentriert sich deren Gewinnung in der Regel auf wenige große Steinbruchbetriebe. Da zu diesem The-

ma eine spezielle Veröffentlichung des Geologischen Dienstes NRW vorliegt („Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen“ 2007), wird es hier entsprechend kurz abgefasst.

Kalkstein

Der wichtigste Massenrohstoff im Sauerland ist der Kalkstein. Die mittel- und oberdevonischen Riffkalksteine des Massenkalks werden in mehreren großen Steinbrüchen abgebaut. Die Kalksteingewinnung steht heute vielfach in einem Nutzungskonflikt mit der Trinkwasserförderung und dem Landschaftsschutz, da die devonischen Kalksteinkomplexe sowohl gesuchte Grundwasserleiter als auch wertvolle Landschaftsräume darstellen.

Die Kalksteinvorkommen von Warstein sind an eine geologische Sattelstruktur gebunden, in der ein nördlicher und ein südlicher Massenkalkzug unterschieden werden können. Die meisten Abbaubetriebe konzentrieren sich auf den südlichen Massenkalkzug. Mit einem CaCO_3 -Gehalt von 98 % gehört der Warsteiner Massenkalk zu den hochreinen Kalksteinen und wird vorwiegend in der Bau-, Zement- und Stahlindustrie eingesetzt.

Ein weiteres Abbaugebiet befindet sich in der Umgebung von Brilon. Hier wird derzeit in sieben Steinbrüchen mitteldevonischer hochreiner Kalkstein gewonnen. Er findet hauptsächlich im Straßenbau und in der Bauindustrie Verwendung. Darüber hinaus wird ein Teil der Produktion als Kalksteinmehl in der Glas- und der chemischen Industrie sowie zur Herstellung von Branntkalk genutzt.

Im Hönnetal, nördlich von Balve, wird in mehreren Steinbrüchen Kalkstein abgebaut. Die Vorkommen sind an die Nordostflanke des Remscheid-Altener Sattels gebunden. Der hier abgebaute mittel- bis oberdevonische Massenkalk hat einen CaCO_3 -Gehalt von 95 % und wird vorwiegend als Branntkalk und als

Grundstoff für die Eisen-, Stahl- und die chemische Industrie sowie für den Straßenbau eingesetzt.

Dolomitisierter, mittel- bis oberdevonischer Massenkalk wird heute noch bei Lennestadt-Grevenbrück gewonnen und aufgrund seiner Zusammensetzung hauptsächlich zur Kalkung in der Forst- und Landwirtschaft eingesetzt.

Von den Kalksteinen des Unterkarbons werden der Kalkstein der Hellefeld-Formation (Kulm-Kieselkalk) im Raum von Sundern und der Herdringen-Formation (Kulm-Plattenkalk) bei Hemmer und Bestwig abgebaut. Letzterer hat im Märkischen Oberland eine lange Tradition als Hausbaustein. Heute werden beide Kalksteine in gebrochener und klassierter Form im Straßenbau eingesetzt.

Bei Marsberg stehen auch heute noch sporadisch die Zechstein-Karbonate der Werra- und der Leine-Formation im Abbau. Sie werden für die Düngemittelherstellung verwendet.

Kalkstein als Werkmaterial hat nur eine sehr untergeordnete Bedeutung. Lediglich ein grauer oberdevonischer Knollenkalk bei Rütten wird heute noch als „Kattenfelder Marmor“ im Steinbruch Kattensiepen zur Herstellung von Wand- und Bodenplatten gewonnen.

Sandstein

Devonische Sandsteine treten in fast allen Regionen des Betrachtungsraumes in ähnlicher petrographischer Zusammensetzung auf. Meist werden feinkörnige, zum Teil quarzitisches Sandsteine und „Grauwacken“ abgebaut, die bevorzugt in die Schotter- und Splittproduktion gehen. Einzelne Sandstein-Horizonte eignen sich auch zur Herstellung von Werksteinen und Wandplatten.

Im südlichen Sauer- und Siegerland wird derzeit vor allem der unterdevonische Quarzit in einigen Steinbrüchen in den Höllberg- und den Rimmert-Schichten gewonnen.

Südlich des Ebbegebirges sind in mitteldevonischen Gesteinsfolgen mehrere abbauwürdige Sandsteinpakete größerer Mächtigkeit eingelagert und werden in Großsteinbrüchen abgebaut. Die Sandsteine erstrecken sich vom westlichen Sauerland bis in das Bergische Land und gehören den Mühlenberg-Schichten, dem Unnenberg-Sandstein und den *Rensselandia*-Schichten an. Südlich von Hagen und Iserlohn-Letmathe werden die Brandenburg-Schichten (s. S. 69: Abb. 26) und bei Werdohl-Kleinhammer die Honsel-Schichten genutzt. In Bad Berleburg-Raumland wird der dort ausstreichende Quarzit der Raumland-Schichten für den Straßenbau gewonnen.

Tonstein und Dachschiefer

Im Gegensatz zu früher werden devonische Tonsteine als Rohstoff für die Ziegelindustrie aufgrund der gestiegenen Qualitätsansprüche

kaum noch verwendet. Im Steinbruch Raumland bei Bad Berleburg wird Tonstein als Nebenprodukt gewonnen und zu sogenanntem Blähschiefer verarbeitet, der als Bauzuschlag und für Hydrokulturen verwendet werden kann.

Zahlreiche Orte im rechtsrheinischen Schiefergebirge verdanken ihr charakteristisches Aussehen dem Dachschiefer. Dieser wurde hier seit dem 16. Jahrhundert in kleinen Gruben oder Steinbrüchen gewonnen und meist lokal zur Dachdeckung und Fassadenverkleidung genutzt. Der Abbau konzentrierte sich auf drei große Reviere um Nuttlar, Schmallenberg-Bad Fredeburg und Bad Berleburg-Raumland (Abb. 97). Zahlreiche kleinere Vorkommen, wie beispielsweise in der Nähe von Siegen, hatten nur kurze Zeit eine lokale Bedeutung.

Obwohl – wie der Name schon sagt – das Rheinische Schiefergebirge in großen Teilen aus Tonschiefern aufgebaut ist, eignet sich nicht jeder Tonstein zur Dachschiefer-Herstellung. Die Tonsteine müssen sehr homogen

Abb. 97: Steinbruch Hörre – ein ehemaliger Dachschiefer-Tagebau; Bad Berleburg-Raumland



sein. Dünne Sandlagen oder Farbwechsel beeinträchtigen die Qualität erheblich. Der Schiefer muss sich gut in 5 – 6 mm dicke ebenflächige Platten spalten lassen. Das ist besonders dann der Fall, wenn sich Schichtung und Schieferung unter einem spitzen Winkel schneiden.

Ein Abbau ist nur dann wirtschaftlich, wenn das Schieferpaket eine Mindestmächtigkeit von 60 m hat. Aber auch andere Kriterien, wie Porosität, Frostbeständigkeit oder Pyritgehalt bestimmen, ob sich ein Tonstein zur Dachschiefer-Herstellung eignet.

Im Fredeburger Revier wurden – bis auf die Schiefergrube Brilon in Willingen-Schwalefeld, auf der Tonsteine der givetischen Tentakuliten-Schichten abgebaut wurden – in den Gruben Felicitas in Schmalleberg-Heiminghausen, Gomer in Bad Fredeburg, Brandholz I in Schmalleberg-Nordenau und Scaevola im Winterberger Stadtteil Siedlinghausen-Silbach Dachschieferlager der Fredeburg-Schichten genutzt. Die meisten Dachschiefer-Gruben wurden Ende der 1990er-Jahre geschlossen. Lediglich die Schiefer der Fredeburg-Schichten werden in den Gruben Felicitas und Gomer heute noch im Untertagebetrieb in ca. 20 m langen und 5 m hohen Kammern mit großen Säegeräten aus dem Berg geschnitten.

Vulkanische Gesteine

Unterdevonische Quarzkeratophyre, besonders der Hauptkeratophyr, werden gegenwärtig noch in einem Steinbruch südlich von Kirchhundem gewonnen. Das Gestein wird aufgrund seiner Härte bevorzugt zur Herstellung von Werk-, Pflaster- und Bordürensteinen verwendet.

Im Kern des Ostsauerländer Hauptsattels, an Gesteinsschichten des unteren Mitteldevons gebunden, treten verbreitet lagerförmige Intrusivdiabase auf, die heute in drei Steinbrüchen zwischen Meschede und Winterberg abgebaut und vor allem zur Herstellung von hochwertigen Splitten, Schottern sowie Elementen für den Wasser- und Deichbau eingesetzt werden.

Der Hauptgrünstein wird nördlich des Ostsauerländer Hauptsattels in mehreren Steinbrüchen gewonnen. Im Gegensatz zu den Intrusivdiabasen entstanden hier die Diabaskörper durch submarine effusive vulkanische Ausbrüche. Die Gesteine sind infolge der intensiven Verzahnung von Laven, Tuffen und Meeressedimenten in der Regel sehr heterogen aufgebaut. Heute werden sie südlich von Marsberg, am Felsberg bei Meschede sowie am Bilstein bei Brilon gewonnen und hauptsächlich als Schotter und Splitt im Straßen- und Betonbau verwendet.

Grundwasser

Heinrich Heuser

Was ist Grundwasser?

Bohrt man ein Loch in den Untergrund oder gräbt einen Schacht, so stößt man irgendwann auf Grundwasser. Die Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik – kurz EU-Wasserrahmenrichtlinie – bezeichnet Grundwasser als „alles unterirdische Wasser in der Sättigungszone, das in unmittelbarer Berührung mit dem Boden oder dem Untergrund steht“. Diese Definition schließt den Kapillarsaum über dem freien Grundwasserspiegel ein. Die Mächtigkeit des Kapillarsaums richtet sich in erster Linie nach dem Hohlraumdurchmesser von Boden oder Gestein. Je kleiner die Hohlräume sind, desto größer ist der Bereich, in dem der Untergrund infolge seiner Kapillarwirkung das Wasser gegen die Schwerkraft zurückhalten kann. Die Oberfläche des Kapillarsaums ist nur mit großem Aufwand messbar und damit nicht praxistauglich. In der Wasserwirtschaft wird daher zur Bewertung hydraulischer Zustände und Veränderungen der freie Grundwasserspiegel herangezogen. Dementsprechend ist im Folgenden mit dem Begriff Grundwasser alles unterirdische Wasser gemeint, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung nahezu ausschließlich von der Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräften bestimmt wird.

Den Abstand des Grundwasserspiegels von der Geländeoberfläche bezeichnet man als Grundwasserflurabstand. Er ist in Tälern in der Regel gering. Örtlich kann das Grundwasser sogar unter dem eigenen Druck bis über Geländeneiveau ansteigen; man spricht dann von artesisch

gespannten Druckverhältnissen. In Hang- oder Kuppenlagen dagegen beträgt der Grundwasserflurabstand mehrere Meter bis Zehnermeter.

Der Wasserkreislauf

Grundwasser wird aus Niederschlägen ständig regeneriert und ist damit wie das oberirdische Wasser Teil des hydrologischen Kreislaufs. Es tritt natürlicherweise in Form von Quellen zutage, in denen Bäche und Flüsse ihren Ursprung haben. Das Grundwasser kann aber auch direkt über Sohlen (Grundquellen) und Böschungen der Fließgewässer in diese übertreten und so deren Abflussmenge erheblich speisen. Über die Fließgewässer findet das Wasser den Weg zum Meer, wo es verdunstet. Die entstehenden Wolken bringen Niederschläge über die Landflächen heran. Ein Teil der Niederschläge strömt direkt oberflächlich ab, ein Teil verdunstet oder wird von Pflanzen aufgenommen. Ein weiterer Teil dringt in den Boden ein, fließt aber in der Verwitterungszone der Festgesteine in Oberflächennähe hangabwärts und strömt den Vorflutern zu. Diesen Teil bezeichnet man als Zwischenabfluss. Nur ein kleiner Teil des Niederschlags, der durch den Boden und die Auflockerungszone versickern kann, erneuert das Grundwasser. Damit ist der hydrologische Kreislauf geschlossen (Abb. 98).

In Lockergesteinen wie Sand und Kies strömt das Grundwasser durch den Porenraum. Diese Gesteine nennt man daher Porengrundwasserleiter. Festgesteine haben in der Regel kein nutzbares Porenvolumen. Bei ihnen strömt das Wasser in den Trennfugen des Gesteinsverbandes, wie Klüften und Schichtflächen. Solche Gesteine werden als Kluffgrundwasserleiter bezeichnet. Sind die Trennfugen infolge von Lö-

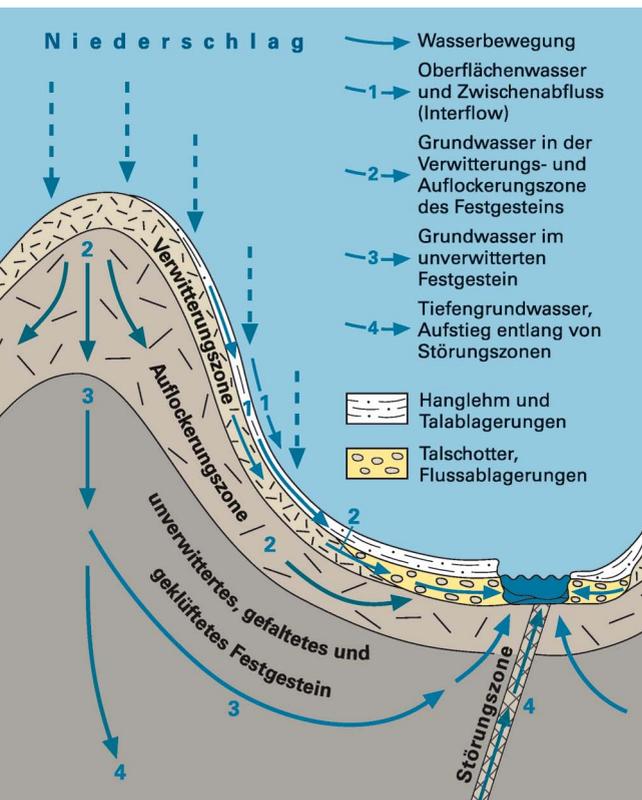


Abb. 98: Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge (schematisch, überhöht)

sungserscheinungen aufgeweitet und dadurch bessere Fließmöglichkeiten für das Grundwasser entstanden, spricht man von Karstgrundwasserleitern. Verkarstungsfähige Gesteine sind etwa Gips, Anhydrit oder Kalkstein. Gesteine, die Grundwasser nicht weiterleiten können, nennt man Grundwassergeringleiter (früher auch Grundwassernichtleiter oder -stauer). Der Gebirgsbau ist für die Durchlässigkeit der Gesteine ebenfalls von Bedeutung. Die ursprünglich flach abgelagerten Schichten des Rheinischen Schiefergebirges wurden während der variszischen Gebirgsbildung gefaltet. Diese Kompressionsphase führte nicht nur zu einer intensiven Klüftung des Gebirges, sondern auch zur Ausbildung von Störungen, an denen einzelne Gebirgsblöcke lateral und/oder vertikal gegeneinander versetzt wurden.

Wegen der geringen Durchlässigkeit der meisten im Rheinischen Schiefergebirge anstehenden Gesteine ist der Oberflächen- und Zwischenabfluss sehr hoch. Bei Starkregenereignissen können Bäche in kurzer Zeit zu reißenden Flüssen anschwellen. Zur Vermeidung derartiger Katastrophen wurden innerhalb des Regierungsbezirks Arnsberg für das Einzugsgebiet der Ruhr 21 Talsperren, 18 Rückhaltebecken und 6 Stauwehre gebaut. Diese Stauanlagen dienen nicht nur der Dämpfung von Hochwasserspitzen beziehungsweise der Aufhöhung des Niedrigwassers, sondern teilweise auch der Trinkwasserversorgung, der Energiegewinnung, dem Naturschutz sowie der Freizeitgestaltung und Erholung. Die Talsperren im Betrachtungsraum sind in Tabelle 13 aufgeführt.

Teilweise liegen auch die Kerspetalsperre (Kierspe, Halver) mit einem Teil ihres Stauraumes sowie die Diemeltalsperre mit ihrer Staumauer und einem Teil des Stauraumes im Regierungsbezirk Arnsberg. Letztere gehört, wie auch die Schmalatalsperre, nicht zum Einzugsgebiet des Rheins, sondern zu dem der Weser.

Grundwasservorkommen

Die geologischen Gegebenheiten prägen das Landschaftsbild der Regionen des rechtsrheinischen Schiefergebirges und bestimmen auch die nicht immer direkt erkennbaren hydrogeologischen Verhältnisse. Denn das Vermögen des Untergrundes, Grundwasser zu speichern und weiterzuleiten, ist im Wesentlichen von der Ausprägung der Gesteine und deren Lagerungsverhältnissen abhängig. Dies spiegelt sich dementsprechend auch in der Karte der Grundwasservorkommen des Geologischen Dienstes NRW wider. Die landesweite Übersichtskarte im Maßstab 1:500 000 (HK 500) weist die verschiedenen Grundwasserleitertypen aus und beschreibt deren Ergiebigkeiten (Abb. 99). Weiter gehende Informationen zur Geologie und Hydrogeologie sind in den Geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen in den Maßstäben

Tabelle 13**Talsperren im Sauerland und Siegerland**

(nach Angaben des Landesamtes für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW, Angaben zur Funktion nach Wikipedia)

Name	Lage	maximales Stauvolumen (Mio. m ³)	Funktion*
Ahauser Stausee	Attendorn, Finnentrop	0,84	1, 3, 5
Biggetalsperre (mit Listertalsperre)	Attendorn, Drolshagen, Meinerzhagen, Olpe	171,70	1, 2, 3, 4, 5
Breitenbachtalsperre	Hilchenbach	7,80	1, 2
Callerbachtalsperre (Seilersee)	Iserlohn	0,46	1, 5
Ennepetalsperre	Breckerfeld	12,60	1, 2, 3
Esmecke-Stausee	Eslohe	0,10	1, 5
Fuelbecketalsperre	Altena	0,70	2
Fürwiggetalsperre	Lüdenscheid, Meinerzhagen	1,67	2
Glingebachtalsperre (Unterbecken des Pumpspeichers Rönkhausen)	Finnentrop	1,25	3
Glörtalsperre	Breckerfeld, Schalksmühle, Halver	2,10	1, 5
Haspertalsperre	Hagen	2,05	2
Heilenbecker Talsperre	Ennepetal, Breckerfeld	0,45	1, 2, 5
Hennetalsperre	Meschede	38,40	1, 3, 5
Hillebach-Stausee	Winterberg	0,37	5
Jubachtalsperre	Kierspe	0,98	2
Möhnetalsperre	Möhnesee	134,50	1, 3, 4, 5
Obernautalsperre	Netphen	14,90	1, 2, 5
Oestertalsperre	Plettenberg	3,10	1, 5
Schmalatalsperre	Brilon	0,11	2
Sorpetalsperre	Sundern	70,00	1, 2, 3, 5
Versetalsperre	Lüdenscheid	32,80	1, 2, 3
* 1 Hoch- bzw. Niedrigwasserregulierung		2 Trinkwasserversorgung	4 Naturschutz
		3 Energieerzeugung	5 Erholung

1:100000 (GK 100) und 1:25000 (GK 25) sowie in den dazugehörigen Erläuterungsheften zu finden. Daneben bietet das Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100000 (IS HK 100) Angaben über die hydrogeologisch relevanten Eigenschaften des oberen Grundwasserleiters und der überlagernden Deckschichten.

Auf der Grundlage der Hydrogeologischen Übersichtskarte von Deutschland 1:200000 wurde eine großräumige hydrogeologische Gliederung vom Betrachtungsraum vorgenommen, bei der Gebiete mit gleichen oder ähnlichen hydrogeologischen Eigenschaften zu hydrogeologischen Teilräumen zusammengefasst wurden.



Abb. 99: Hydrogeologische Teilräume (nach: Karte der Grundwasservorkommen in NRW 1 : 500 000)

Paläozoikum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges

Das Verbreitungsgebiet der paläozoischen Schichten ist flächenmäßig der größte hydrogeologische Teilraum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. Gesteine des Erdalters ziehen sich in Nordrhein-Westfalen von Belgien im Südwesten bis zum ostsauerländischen Gebirgsrand im Nordosten. Die gefalteten und teilweise geschieferten Gesteine des Kambriums bis Oberkarbons sind überwiegend schlecht durchlässige Kluffgrundwasserleiter. Ihre Verbreitungsgebiete sind meist Grundwassermangelgebiete. Bessere Durchlässigkeiten weisen lokal vorkommende Quarzite, Sand- und Kalksteine sowie paläozoische Vulkanite auf, die zur Grundwassergewinnung genutzt werden. Infolge der heute noch andauernden Hebung ist das Rheinische Schiefergebirge ein Erosionsgebiet, es sind nur gering mächtige oder unbedeutende Deckschichten ausgebildet.

Hauptkeratophyr

Das Verbreitungsgebiet des unterdevonischen Hauptkeratophyrs (K4) liegt südlich von Kirchhundem. Er ist in Ton-, Schluff- und Sandsteine eingebettet und wie diese intensiv gefaltet und von Störungen durchsetzt. Die Mächtigkeit des massig bis bankig ausgebildeten Vulkanits schwankt zwischen 80 und 300 m. Die Basis wird im östlichen Sauerland durch die quarzitischen Sandsteine der Rimmert-Schichten gebildet. Beide sind Grundwasserleiter mit mäßiger Durchlässigkeit. Umgeben werden sie von gering bis sehr gering durchlässigen Ton- und Schluffsteinen, in die gelegentlich Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Durch die Verwerfungen und Faltungen ist kein weit aushaltender Grundwasserkörper vorhanden. Der Grundwasserleiter ist nur lokal zur Wasserversorgung geeignet.

Devonischer Massenkalk

Der Teilraum „Devonischer Massenkalk“ besteht aus mehreren Teilgebieten, in denen Massen-

kalk flächig verbreitet ist. Dazu gehören der Briloner, der Warsteiner und der Attendorner Massenkalk sowie der Massenkalkzug zwischen Balve und Hagen-Hohenlimburg. Es handelt sich um verkarstete mittel- bis oberdevonische massige Kalksteine mit sehr guter, örtlich wechselnder Durchlässigkeit.

Der Massenkalk ist ein wichtiger Grundwasserleiter. Sein Wasserreichtum beruht unter anderem auf dem Versinken von Bächen in Bachschwinden, auch Schlucklöcher, Schwalglöcher oder Ponore genannt (s. S. 133: Abb. 69). Entwässert werden die Kalksteine durch häufig sehr stark schüttende Karstquellen. Der Flurabstand ist überwiegend sehr groß, dennoch muss die Schutzwirkung der Überdeckung aufgrund der Verkarstung als sehr gering angesehen werden. Die Grundwasserkörper haben überwiegend eine große wasserwirtschaftliche Bedeutung. Häufig bestehen jedoch Nutzungskonflikte mit dem Kalkstein-Abbau, da der Massenkalk ein begehrter Rohstoff ist.

Kulm-Kieselkalk (Hellefeld-Formation) und *Sparganophyllum*-Kalk

Der unterkarbonzeitliche Kulm-Kieselkalk (Hellefeld-Formation) und der mitteldevonische *Sparganophyllum*-Kalk wurden wegen ähnlicher hydrogeologischer Eigenschaften zu einem hydrogeologischen Teilraum zusammengefasst, obwohl sie unterschiedlich alt sind.

Die Grundwasserverhältnisse des Südsüdwest – Nordnordost streichenden Teilraumes werden im Wesentlichen durch die schmalen, aber lang gestreckten Kalksteinzüge bestimmt. Die massig bis dickbankig ausgebildeten Gesteine werden von gering bis sehr gering durchlässigen Ton- und Schluffsteinen umgeben. Im südöstlichen Bereich sind mäßig durchlässige mitteldevonische Diabase eingeschaltet. Besonders der sehr schmal ausstreichende *Sparganophyllum*-Kalk weist eine deutliche Verkarstung auf. Örtlich bilden die Kalkstein-Horizonte bedeutsame Grundwasserleiter mit starken Quellen und ergiebigen Brunnen.

Kulm-Plattenkalk (Herdringen- und Wennemen-Formation)

Der unterkarbonische Kulm-Plattenkalk (Herdringen- und Wennemen-Formation) streicht in der Umrandung des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Hemer und Arnberg aus. Die Bank- und Kluffugen im Plattenkalk sind gut ausgebildet. Wegen der zahlreichen Einschaltungen meist gering mächtiger Tonsteinlagen ist die Durchlässigkeit senkrecht zur Schichtung nur gering. Der Grundwasserkörper wird von den sehr gering durchlässigen Gesteinen der Hangenden Alaunschiefer (Seltersberg-Formation) begrenzt. An dieser Grenze sowie an Verwerfungen sind häufig Quellen anzutreffen. Schützende bindige Deckschichten finden sich nur in den teilweise verlehnten Talfüllungen. Ansonsten ist die Grundwassergefährdung als hoch anzusehen. Der Grundwasserkörper ist für die lokale Wasserversorgung von Bedeutung.

Ruhrkarbon

Im südlichen Ruhrgebiet streichen die Schichten des flözführenden und des flözleeren Oberkarbons aus. Es handelt sich um stark gefaltete paläozoische Kluffgrundwasserleiter aus Ton- und Schluffsteinen im Wechsel mit Sandsteinen und Steinkohlenflözen. Die Ton- und Schluffsteine sind sehr gering durchlässig, die eingeschalteten Sandsteine weisen eine mäßige Durchlässigkeit auf. Das übrige Gebiet ist wasserwirtschaftlich unbedeutend. In den stark gefalteten und gestörten Bereichen kann sich kein einheitlicher Grundwasserkörper ausbilden.

Nördlich der Ruhr sind abgesenkte Grundwasserstände nicht auszuschließen, da bis zum heutigen Tage Sumpfungsmaßnahmen zur Sicherung des laufenden Bergbaus durchgeführt werden.

Trias und Zechstein westlich der Hessischen Senke

Im äußersten Osten des Hochsauerlandkreises stehen als alleinige Vertreter dieses hydrogeo-

logischen Teilraumes karbonatische Gesteine des Zechsteins an. Der am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in einem nur wenige Kilometer breiten Streifen ausstreichende Zechstein fällt nach Osten bis Südosten ein. Er wird dort von den klastischen Sedimentgesteinen des Buntsandsteins überlagert. Im Nordosten, bei Marsberg, wird er von den zum Münsterländer Kreide-Becken gehörenden Tonmergel- und Kalksteinen der Oberkreide überlagert. Das Grundwasserdargebot im Zechstein wird nur lokal, zum Beispiel bei Marsberg, zur Trinkwassergewinnung genutzt, wobei wegen der geringen Schutzwirkung der Deckschichten häufig qualitative und hygienische Probleme bestehen.

Kalk- und Kalkmergelsteine der Kreide

An der Nordgrenze des Betrachtungsraumes streichen die Kreide-Schichten von Hellweg und Paderborner Hochfläche aus. Die Gesteine fallen flach nach Norden ein. Besonders im Westen sind sie von teilweise mächtigen Lössablagerungen bedeckt. Unterlagert werden sie von gefalteten Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Paläozoikums.

Bei den stärker silikatisch ausgebildeten Schichten handelt es sich um Kluffgrundwasserleiter von geringer bis mäßiger Durchlässigkeit. Die überwiegend karbonatischen Schichten sind verkarstungsfähig und weisen eine mittlere bis gute Gebirgsdurchlässigkeit auf. Sie bilden im östlichen Teil die nach Süden ansteigenden Hochflächen des Haarstrangs und von Paderborn. Diese sind gekennzeichnet durch Karsterscheinungen wie Dolinen, Erdfälle und zahlreiche tief eingeschnittene Trockentäler. Der weitgehend unterirdische Abfluss ist zumeist nach Norden gerichtet.

Die Verschmutzungsgefährdung der Karstgrundwasserleiter ist nur bei stärkerer Lössauflage mäßig, ansonsten hoch. Eine Nutzung des Grundwasservorkommens findet nur lokal statt.

Tertiär des Westerwaldes

Die tertiärzeitlichen Basalte und Sedimente des Westerwaldes reichen im südlichsten Zipfel des Kreises Siegen-Wittgenstein noch auf nordrhein-westfälisches Gebiet. Die Mächtigkeit der Tertiär-Basalte nimmt von 60 m im Osten auf über 200 m im Westen zu. Eine größere Bedeutung haben am Nordostrand des Westerwaldes die Stollen ehemaliger Braunkohlen-Gruben im Liegenden des Basaltes, soweit sie zu Trinkwassergewinnungsanlagen ausgebaut worden sind. In diesem Fall zeigen die Grundwässer erhöhte Eisen- und Sulfatkonzentrationen. Im Durchschnitt kann eine mittlere Verschmutzungsempfindlichkeit angenommen werden, da auf der Hochfläche des Westerwaldes fast überall eine Decke aus Lehm und Deckschutt erhalten ist. Eine hohe Verschmutzungsempfindlichkeit muss für den Nordostrand der Basaltdecken über den als Trinkwassergewinnungsanlagen genutzten ehemaligen Braunkohlen-Gruben angenommen werden. Gelegentlich ist eine Stockwerksgliederung von Basaltdecken und Tufflagen ausgebildet. Infolge des Einfallens der Grundwassersohlfäche (Verwitterungsoberfläche des Paläozoikums unter dem Basalt) ist der Grundwasserabfluss vom Hochwesterwald Richtung Westen und Südwesten gerichtet, das heißt zur Nister und zum Elbbachtal (beide Rheinland-Pfalz).

Schotterkörper der Ruhr

Im Tal der Ruhr sowie in den Nebentälern von Lenne, Möhne und Volme sind quartärzeitliche Schotterkörper verbreitet. Die Ablagerungen bestehen überwiegend aus Kies und grobem Sand, in die unregelmäßig feine Sande, Schluffe und Tonlinsen eingeschaltet sind. Bei höherem Anteil von Ton und Schluff kann die Durchlässigkeit stark eingeschränkt sein. Die Mächtigkeit des Grundwasserkörpers schwankt zwischen 4 und 9 m, maximal auch 12 m. In der Regel bilden Ruhr, Möhne und Lenne die Vorfluter für das Grundwasser. Aufgrund der geringen Flurabstände und einer nur bis 2 m mächtigen Auenlehmbedeckung ist die Verschmutzungsempfindlichkeit oft hoch. Besonders das Ruhrtal hat eine äußerst große wasserwirtschaftliche Bedeutung.

Grundwassererschließung und Grundwasserschutz

Das Grundwasser ist vielerlei, meist konkurrierenden Nutzungsansprüchen durch Mensch und Natur ausgesetzt. Es ist Rohstoff für das wichtigste Lebensmittel des Menschen überhaupt – für das Trinkwasser. In Nordrhein-Westfalen werden ca. 40 % des Trinkwassers für die öffentliche Trinkwasserversorgung aus Grundwasser gewonnen. Im Regierungsbezirk Arnsberg ist dieser Anteil deutlich geringer (Tab. 14).

Tabelle 14

Öffentliche Trinkwasserversorgung in Nordrhein-Westfalen und im Regierungsbezirk Arnsberg im Jahre 2001 im Vergleich (IT NRW 2013)

	2010	Grundwasser	Quellwasser	angereichertes Grundwasser	Uferfiltrat	Oberflächenwasser (Fluss-, See- und Talsperrenwasser)	Summe
NRW	Menge (Mio. m ³)	475,4	20,3	368,1	121,1	199,9	1 184,8
	Anteil (%)	40,1	1,7	31,1	10,2	16,9	100,0
Reg.-Bez. Arnsberg	Menge (Mio. m ³)	23,1	9,9	150,8	8,0	36,9	228,7
	Anteil (%)	10,1	4,3	65,9	3,5	16,1	100,0

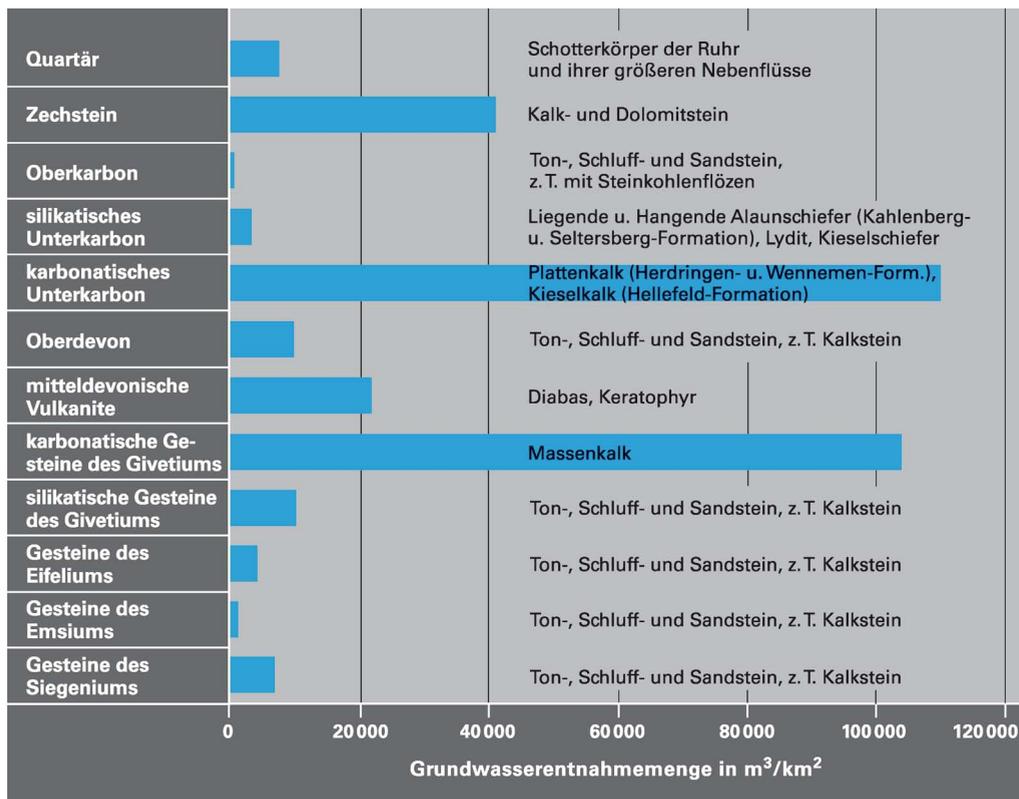
Dort spielen angereichertes Grundwasser und Talsperren eine wesentlich größere Rolle. Daneben wird Grundwasser in den ländlichen Gebieten für die private Wasserversorgung genutzt. Weiterhin benötigen Industrie und Gewerbe große Mengen Brauch- und Produktionswasser. Außerdem ist zu berücksichtigen, dass die Oberflächengewässer und die grundwasserabhängigen Ökosysteme ihren überlebenswichtigen Anteil an Grundwasser behalten müssen. Daher ist nachvollziehbar, dass die Ressource Grundwasser nicht wie andere Rohstoffe ausgebeutet werden darf, sondern bewirtschaftet werden muss.

Grundwasservorkommen in Porengrundwasserleitern lassen sich wegen der meist zahlreichen Grundwassermessstellen in hydrogeologi-

schen Karten in der Fläche und zur Tiefe hin plausibel darstellen und sogar numerisch modellieren. Dagegen ist die Darstellung von Grundwasservorkommen im Festgestein aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung der Grundwasser führenden Trennfugen deutlich schwieriger. Die Grundwasserstände können auf engem Raum selbst in benachbarten Trennfugen erhebliche Unterschiede aufweisen.

Allgemein gilt, dass Sandsteine im Rheinischen Schiefergebirge tendenziell eine größere Grundwasserhöffigkeit – eine größere Wahrscheinlichkeit, nutzbares Grundwasser zu führen – und ein größeres Speichervolumen aufweisen als Schluff- und Tonsteine. Eine wichtige Rolle für die Grundwasserhöffigkeit spielt auch der Gebirgsbau. Offene Trennfugen in tektonisch be-

Abb. 100: Spezifische Grundwasserentnahmemenge nach erteilten Wasserrechten in m³/km² Ausstrichfläche und Jahr für den Schiefergebirgsanteil des ehemaligen StUA Lippstadt (Hochsauerlandkreis, südlicher Teil des Kreises Soest)



sonders beanspruchten Gebieten wie Sattel- und Muldenumbiegungen sowie Störungszonen führen zum Teil ergiebig Grundwasser. Insbesondere die quer zum Streichen der Schichten verlaufenden Störungen sind für die Grundwassererschließung von Interesse. Sie entwässern die angrenzenden Gebirgsbereiche wie Dränagen. Dass für die Grundwassererschließung die tektonische Zerrüttung des Gebirges von größerer Bedeutung als die petrologische Ausbildung der Gesteine ist, zeigen statistische Auswertungen von zahlreichen Brunnenbohrungen.

Der Sickerwasser-Anteil, der nachhaltig zur Grundwasserneubildung beiträgt, ist trotz vergleichsweise hoher Jahresniederschlagsraten im Rheinischen Schiefergebirge vergleichsweise klein. Die Grundwassermengen, die, bezogen auf das jeweilige Einzugsgebiet, durch Messungen von Trockenwetterabflüssen an Bächen ermittelt wurden, zeigen, dass der Grundwasserabfluss von Einzugsgebiet zu Einzugsgebiet deutlich schwankt. Der Trockenwetterabfluss hängt von zahlreichen Faktoren ab, unter anderem auch von der vorherrschenden Gesteinsausbildung im Einzugsgebiet. In Verbreitungsgebieten von Schichten mit geringen Klüftvolumina, wie zum Beispiel den oberkarbonischen Tonsteinen der Hagen- und Arnsberg-Formation, liegen die Trockenwetterabflüsse teilweise unter 1 l/s pro km². In klüft-

gen Gesteinen wie dem Massenkalk können dagegen über 20 l/s pro km² erreicht werden.

Die Grundwasserhöflichkeit der verschiedenen Gesteinseinheiten lässt sich auch anhand der spezifischen Entnahmemengen darstellen. Damit ist die Menge an Grundwasser gemeint, die pro Quadratkilometer Ausstrichfläche und Jahr gefördert wird. Da die tatsächlichen Entnahmemengen nur mit sehr großem Aufwand zu ermitteln sind, wurden für die Abbildung 100 die erteilten Wasserrechte zugrunde gelegt. Es ist zwar zu berücksichtigen, dass diese Mengen in der Regel nicht ausgeschöpft werden, aber die Abbildung unterstreicht dennoch die Bedeutung der karbonatischen Gesteinsserien für die Grundwassergewinnung. Für die quartärzeitlichen Schotter der Ruhr und ihrer größeren Nebenflüsse wurde der Anteil an Uferfiltrat und Grundwasseranreicherung nicht in die Berechnung einbezogen.

Die Grundwassererschließung in den überwiegend silikatischen Festgesteinen des Betrachtungsraumes ist schwierig. Die für die Grundwasserführung wichtige Klüftdichte nimmt zur Tiefe hin schnell ab. Unterhalb der Auflockerungszone, also etwa ab ca. 30 m Tiefe, sind die meisten Klüfte geschlossen, sodass für eine ausreichende Grundwasserförderung tiefe Bohrungen von bis zu 80 m, teilweise bis zu 100 m erforderlich sind. Die Fördermengen liegen

Abb. 101: Grundwasseranreicherung im Ruhrtal bei Witten

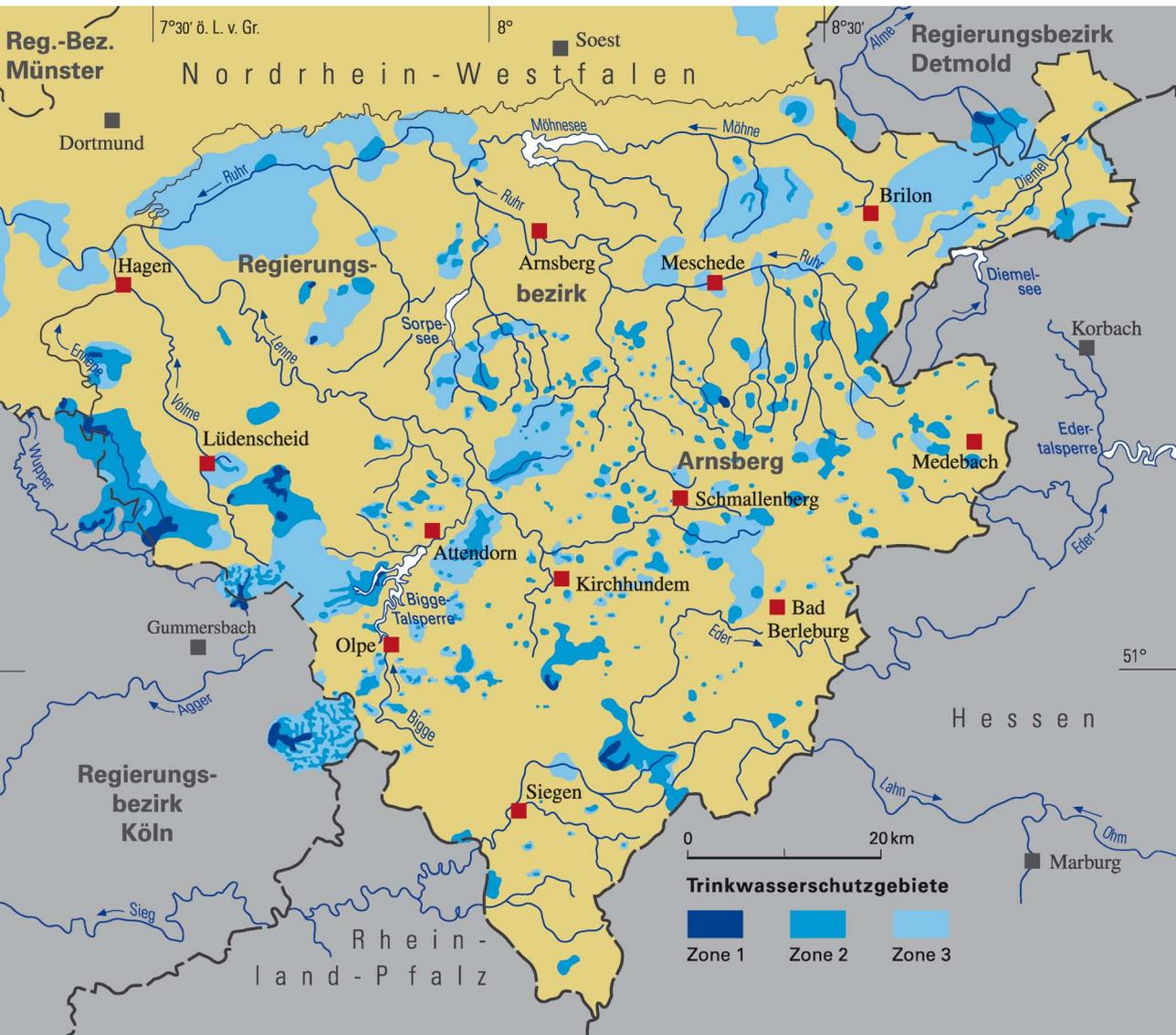


durchschnittlich bei 50 000 m³/a. Aus diesem Grunde ruht die Hauptlast der öffentlichen Trinkwasserversorgung auf den ergiebigen Porengrundwasserleitern insbesondere im Ruhrtal. Dort wird das Grundwasser künstlich angereichert, indem man Flusswasser in Sandfilterbecken leitet (Abb. 101). Es versickert und wird durch parallel zu den Filterbecken angeordnete Brunnenreihen gehoben. Die Untergrundpassage bewirkt eine mechanische Vorreinigung

des Wassers und eine Temperaturabsenkung. Die Fördermenge solcher Gewinnungsanlagen kann 20 000 000 m³/a übersteigen.

Außer dem quantitativen Nutzungsdruck unterliegt das Grundwasser auch vielfältigen qualitativen Beeinflussungen. Oft gehen Gefährdungen oder tatsächlich eingetretene Beeinträchtigungen von Landwirtschaft, Industrie, Verkehrsflächen oder Besiedlung aus. Neben diesen durch den Menschen verursachten Einfluss-

Abb. 102: Wasserschutzgebiete



nahmen bestimmt auch der durchsickerte und durchströmte natürliche Untergrund die Grundwasserbeschaffenheit. Dieser geogene Hintergrund ist abhängig von der Geochemie der Gesteine, der Verweildauer des Wassers im Untergrund und der Tiefe, aus der das Grundwasser stammt. Grundwässer besonderer Art sind Mineral- und Heilwässer. Hier prägen in erster Linie die geogenen Faktoren die hydrochemische Beschaffenheit.

Das Trinkwasser als wichtigstes Lebensmittel des Menschen überhaupt unterliegt strengen Qualitätsanforderungen. Um das für Trinkwasserzwecke genutzte Talsperren- und Grundwasser vor nachteiligen Beeinflussungen zu schützen, sind im Betrachtungsraum zahlreiche Wasserschutzgebiete ausgewiesen worden. Die Flächennutzung innerhalb dieser Schutzgebiete unterliegt mehr oder minder strengen Einschränkungen, je nach Entfernung zur Wasserentnahme. Die Wasserschutzgebiete für Trinkwassertalsperren, die deren gesamtes Einzugsgebiet umfassen, sind in der Regel sehr groß. Für die Wassergewinnungsanlagen mit Oberflächenwasseranreicherung im Ruhrtal gilt das entsprechend. In weiten Teilen des betrachteten Gebietes bestehen jedoch kleine und kleinste Wasserschutzgebiete für die zahlreichen Brunnen, Stollen und Quelfassungen (Abb. 102).

In den Bereichen intensiver landwirtschaftlicher Nutzung wird in Kooperationen zwischen Landwirtschaft und Wasserwirtschaft versucht, die Grundwasserqualität zu verbessern beziehungsweise die bakterielle Belastung von Talsperrenzuflüssen zu vermeiden. Um den Vorgaben der Trinkwasserverordnung zu genügen, muss das verwendete Rohwasser in der Regel – nicht zuletzt auch wegen natürlicher geogener Beeinflussungen, wie zu hohe Eisen- und Mangankonzentrationen – aufbereitet werden.

Grundwasser und Bergbau

„Grundwasser ist der Feind des Bergmannes.“ Mit dieser einfachen Formel lässt sich das Verhältnis der Bergbautreibenden zum Grundwas-

ser beschreiben. Dies betrifft sowohl den Steinkohlen-Bergbau des Ruhrgebietes als auch den Erzbergbau des Sauer- und Siegerlandes. Vor der Industrialisierung konnten Bodenschätze nur bis zur Grundwasseroberfläche gewonnen werden. Die einzige Möglichkeit zur weitflächigen Absenkung des Grundwasserspiegels bestand im Auffahren von Wasserlösungsstollen. Sie wurden in der Regel vom Niveau des Vorfluters aus mit einer leichten Steigung in die Grubenbaue vorgetrieben, um das Wasser im freien Gefälle dem Fluss zuführen zu können. Neben der Entwässerung dienten diese Stollen auch der Bewetterung der angeschlossenen Grubengebäude. Entwässerungsstollen, deren Betrieb mit einer bergrechtlichen Genehmigung verknüpft war, nannte man Erbstollen. Es gibt mehrere davon im südlichen Ruhrgebiet. Der mit über 12 km Länge Längste ist der Schlebuscher/Dreckbänker Erbstollen in Wetter (Ruhr). Ebenfalls bekannt ist der über 5 km lange St.-Johannes-Erbstollen bei Witten (Abb. 103).

Abb. 103: Mundloch des St.-Johannes-Erbstollens; Ruhrtal bei Witten. – Die rostbraune Verfärbung des Gerinnes ist auf ausgeflocktes Eisenoxid zurückzuführen.



Nach Erfindung der Dampfmaschine konnten größere Mengen Grubenwasser gehoben werden, als es zuvor mit Muskelkraft oder Wasserkünsten möglich war. Der Abbau drang dadurch auch unter das Niveau der Vorfluter vor. Die Erbstollen behielten aber noch ihre Bedeutung für die Ableitung des in den tiefer gelegenen Grubenfeldern gesümpften und über Schächte gehobenen Grubenwassers.

Grundwasserbeschaffenheit

Grundlagen

Das in den Boden eindringende Niederschlagswasser tritt mit dem Grundwasserleiter in hydrochemische Wechselwirkung. Insbesondere die leichter löslichen Minerale gehen in Lösung und prägen den hydrochemischen Typ des Grundwassers. So ist zum Beispiel in kalkhaltigen Gesteinen Wasser vom Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ zu erwarten, in Gesteinen mit Gips- oder Anhydritvorkommen Wasser vom Kalzium-Sulfat-Typ. Bei der Ablaugung von Steinsalz entsteht Wasser vom Natrium-Chlorid-Typ, das man bei NaCl-Gehalten von mehr als 14 g/l als Sole bezeichnet. Von diesen Gesteinen treten im betrachteten Gebiet vor allem Kalksteine auf. Dies gilt insbesondere für die Massenkalksteine des Mittel- und Oberdevons, die Kalksteine des Unterkarbons und die des Zechsteins bei Marsberg. In den größten Teilen des Gebietes stehen jedoch Ton-, Schluff- und Sandsteine an. Diese bestehen überwiegend aus silikatischen Mineralen wie Quarz, Feldspat und Glimmer mit einer sehr geringen Wasserlöslichkeit. Dementsprechend sind die meisten oberflächennahen Grundwässer mit Gesamtlösungsinhalten von oft unter 100 mg/l nur gering mineralisiert. Dies gilt auch für die meisten Quellen im Betrachtungsraum; zum Beispiel für die Ruhrquelle (ca. 75 mg/l), die Ederquelle (ca. 35 mg/l), die Siegquelle (ca. 90 mg/l) oder die Ilsequelle (ca. 100 mg/l). Letztere ist zeitweise zu einer überregionalen Berühmtheit gelangt. Sie war vor dem Dreißigjährigen Krieg als „Heiliger Born“ Ziel zahlreicher „presshafter“

(gebrechlicher) Pilger, die Heilung oder Linderung ihrer Beschwerden suchten.

Mineralwasser

Auch in größerer Tiefe vorkommende Mineralwässer sind Bestandteil des natürlichen Wasserkreislaufs. Sie werden meist mit Brunnen gefördert oder steigen selbsttätig auf und treten an der Geländeoberfläche als Mineralquellen aus. Im Vergleich zum oberflächennahen Grundwasser verweilt Mineralwasser deutlich länger im Untergrund. Die Verweilzeiten bewegen sich in den Größenordnungen von hunderten oder tausenden von Jahren. Die Wechselwirkungen mit dem durchströmten Gestein sind daher intensiver. Die dabei stattfindenden Lösungs-, Mischungs- und Austauschvorgänge prägen die hydrochemische Eigenart jedes einzelnen Mineralwassers und damit auch seinen charakteristischen Geschmack. Hohe Gehalte an Sulfationen (>1000 mg/l) verleihen dem Wasser einen leicht bitteren Geschmack, Wässer mit Chlorid-Vormacht schmecken laugig-salzig.

Nach der Mineral- und Tafelwasser-Verordnung muss natürliches Mineralwasser seinen Ursprung in vor Verunreinigungen geschützten unterirdischen Wasservorkommen haben, also frei von anthropogenen Beeinflussungen sein. Dieser natürliche Schutz erübrigte bisher die Ausweisung von Schutzgebieten. Mit der Zunahme tiefer Bohrungen wie für die Nutzung von Erdwärme sind jedoch auch tiefe Grundwasserleiter gefährdet. Seine Mineralisation und die übrigen Merkmale wie seine Temperatur müssen im Rahmen natürlicher Schwankungen konstant bleiben, auch wenn die Förder- oder Schüttungsmengen schwanken. Außerdem werden hohe hygienisch-bakteriologische Anforderungen gestellt. Das Mineralwasser muss arm an natürlichen gesundheitsschädlichen Bestandteilen wie Schwermetallen sein. Natürliches Mineralwasser darf als solches gewerbsmäßig nur in den Verkehr gebracht werden, wenn es nach zahlreichen Überprüfungen amtlich als Lebensmittel anerkannt wurde.

Die St.-Clemens-Quelle lieferte das einzige abgefüllte natürliche Mineralwasser des betrachteten Raumes. Das Wasser wurde aus einem 1980 gebohrten, 101 m tiefen Brunnen in Drolshagen gewonnen. Die zur Vermarktung erforderliche amtliche Anerkennung als natürliches Mineralwasser erfolgte 1991. Die Mineralisierung war mit ca. 160 mg/l relativ gering. Heute ist die Marke erloschen.

Heilwasser

Heilwässer sind Grundwässer, die aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung, ihrer physikalischen Eigenschaften und/oder nach der balneologischen Erfahrung oder nach medizinischen Erkenntnissen nachweisbar geeignet sind, therapeutischen Zwecken zu dienen.

Sie stammen aus natürlich zutage tretenden oder künstlich erschlossenen Heilquellen. Heilwässer bedürfen zu ihrer Nutzung einer staatlichen Anerkennung. Sie werden zu Badezwecken genutzt, zum Trinken verabreicht oder in Flaschen abgefüllt. Sie müssen hygienisch-bakteriologisch einwandfrei sein und einen Mineralgehalt von mindestens 1000 mg/l aufweisen. Auch wenn dies nicht der Fall ist, können Grundwässer, die besondere wertbestimmende Spurenelemente in einer vorgegebenen Mindestkonzentration enthalten, als Heilwässer anerkannt werden. Sie werden dann entsprechend prädikatisiert. Überschreiten zum Beispiel der Iodid- oder der Fluoridgehalt jeweils 1 mg/l, so erhält das Heilwasser das Prädikat iodid- oder fluoridhaltig. Beträgt der Gehalt an gelöstem freiem Kohlenstoffdioxid mehr als 1000 mg/l, spricht man von einem Säuerling. Wässer mit mehr als 1,4 % Natriumchlorid werden als Sole bezeichnet. Liegt die Temperatur des Heilwassers über 20 °C, handelt es sich um ein Thermalwasser.

Wegen der überwiegend silikatisch oder karbonatisch ausgebildeten Grundwasserleiter und weil leicht lösliche Gesteine wie Gips, Anhydrit oder Steinsalz im Rheinischen Schiefergebirge

weitgehend fehlen, sind Heilwässer und höher mineralisierte Mineralwässer hier selten.

Die Kaiser-Heinrich-Quelle in Warstein-Belecke ist die älteste Heilquelle des Betrachtungsraumes (Abb. 104). Sie ist seit dem Jahre 938 urkundlich belegt. Nach alter Überlieferung soll die Nutzung des Heilwassers unter Kaiser Heinrich I. begonnen haben. Auch Kaiser Heinrich II. und seine Gemahlin Kunigunde sollen dort Heilung gesucht haben.



Abb. 104: Brunnenhaus der Kaiser-Heinrich-Quelle in Warstein-Belecke mit Außenzapfhahn

Im 18. Jahrhundert erreichte der Badebetrieb eine bescheidene Blüte. Im 19. Jahrhundert ging, bedingt durch Spreng- und Steinbrucharbeiten, die Schüttung der Quelle zurück. 1888 war sie vollständig versiegt. Man grub sie 1932/33 durch einen 5 m tiefen Schachtbrunnen wieder auf. Dieser wurde später auf 11 m vertieft. Am 24. August 1934 begann mit der Eröffnung des Kaiser-Heinrich-Bades der moderne Badebetrieb. Die Schüttung der neu gefassten Quelle reichte nicht aus. So bohrte man im Jahre 1963 neben ihr einen 33,35 m tiefen Brunnen. Bereits in 28,7 m Tiefe wurde eine Kluft erschlossen, aus der das Mineralwasser artesisch austrat. Die Schüttung betrug zunächst ca. 6 – 10 m³/h, ging in den Folgejahren aber zurück. Hydrochemisch handelt es sich um ein Natrium-Chlorid-Wasser

mit einem Kochsalzgehalt von 0,5 %. Die chemische Beschaffenheit der Quelle ist seit ihrer Neuerschließung in den 1930er-Jahren konstant. Das Fehlen von Nitrat und anderen anthropogenen Inhaltsstoffen sowie die Temperatur von über 13 °C deuten auf einen Ursprung aus größerer Tiefe hin. Bemerkenswert ist der relativ hohe Lithiumgehalt, der im alten Brunnen 1,7 mg/l betrug und im neuen Brunnen im Durchschnitt der letzten 15 Jahre bei 1,3 mg/l lag. Im Verhältnis zum NaCl-Gehalt ist dieser Wert deutlich höher als bei den Solen des Münsterländer Kreide-Beckens oder des Weserberglandes. Das Wasser der Kaiser-Heinrich-Quelle wird heute noch zu Trinkzwecken und für äußerliche Anwendungen genutzt.

Mineralisiertes Grundwasser des gleichen Typs trat im 1,5 km östlich der Kaiser-Heinrich-Quelle gelegenen Steinbruch Drewer aus. Nach einer Analyse aus dem Jahre 1981 betrug der Natrium-Chlorid-Gehalt ca. 2400 mg/l. Eine hydraulische Verbindung mit der Kaiser-Heinrich-Quelle konnte allerdings nicht nachgewiesen werden.

Noch höher konzentriert als in Belecke war die Sole von Werdohl im Tal der Lenne. Ihre Nutzung begann um 1629. Aus drei Brunnen wurde eine 4- bis 6-%ige Sole gewonnen und in einer Siedepfanne zunächst ungradiert gesotten. Später wurde die Salzkonzentration durch Gradierung auf 13 % erhöht. Holz diente als Brennmaterial. Wegen seines steigenden Preises und fiskalischer Auflagen wurde die Salzproduktion unrentabel und 1789 aufgegeben.

In Elverlingsen bei Werdohl wurde 1920 beim Ausbau des Wasserwerkes Salzwasser gefunden. Uterhalb der Lenne-Schotter trat es über mehrere Spalten aus dem devonischen Festgestein aus. Allerdings war der Salzgehalt unbedeutend. In Iserlohn gab es in der Siedlung Bad Marienbrunnen eine Quelle mit einem Natrium-Chlorid-Gehalt von 22500 mg/l (2,25 %, Probe v. 17.3.1936). Bemerkenswert waren die relativ hohen Gehalte an Kalium (ca. 3400 mg/l) und Sulfat (ca. 6500 mg/l), die vermutlich auf Alaunsalze in den örtlich anstehenden oberkar-

bonischen Tonsteinen zurückzuführen sind. Aus der Eisenerz-Grube „Alte Dreisbach“ in Siegen-Niederschelden liegt dem Archiv des Geologischen Dienstes NRW die Analyse einer Wasserprobe aus dem Jahre 1936 vor. Das Wasser trat aus einer Gangspalte auf der 11. Sohle (243 m u. NHN) aus. Der Natrium-Chlorid-Gehalt betrug 2300 mg/l (0,23 %). Auch aus Bad Berleburg-Girkhausen liegen Berichte über eine schwache Kochsalzquelle (0,5 % NaCl) vor.

Geringe Salzgehalte haben auch die Quellen des Warsteiner und Briloner Massenkalks. In Warstein fließen über die Bullerteichquelle und ihre Nachbarquellen erhebliche Mengen an Grundwasser mit durchschnittlichen Natrium-Chlorid-Gehalten von mehr als 200 mg/l in die Wäster. Auch die zur Trinkwassergewinnung genutzten Quellen Lörmecke und Hillenberg II führen vergleichbare Mengen an Kochsalz. Die Entwässerung des Briloner Kalkmassivs erfolgt überwiegend über die Alme- und die Moos-springquellen. Besonders die am Ostrand des Alme-Quellteichs gelegenen Quellen haben erhöhte Temperaturen und Salzgehalte von über 200 mg/l beziehungsweise Chloridgehalte von über 100 mg/l (Abb. 105). Im Hönnetal gibt es am Dreistädte-Eck Balve – Hemer – Menden mehrere Quellen mit erhöhten Salzgehalten, die ebenfalls aus devonischem Massenkalk entspringen.

Neben den natürlichen Solequellen gibt es seit 2006 auch einen künstlich erschlossenen Thermalsole-Brunnen. Die Bohrung Erlenbach 1 sollte ein Freizeitbad in Arnsberg-Hüsten mit Erdwärme aus einer Tiefe von ca. 2 800 m versorgen. Die Bohrarbeiten begannen Ende 2005. In einer Tiefe von 583 m stieß der Bohrkopf völlig unerwartet auf eine wassererfüllte Kluft in Kalksteinen des Unterkarbons. Man hatte ein ergiebiges Thermalsole-Vorkommen mit einem Druck von 1,8 bar, einer Temperatur von ca. 25 °C und einer Salzkonzentration von etwas mehr als 4 % angetroffen. Bei der Kluft handelt es sich möglicherweise um einen Ausläufer des Fliericher Sprungs. Die Sole dient zur Befüllung zweier Außenbecken des Freizeitbades sowie

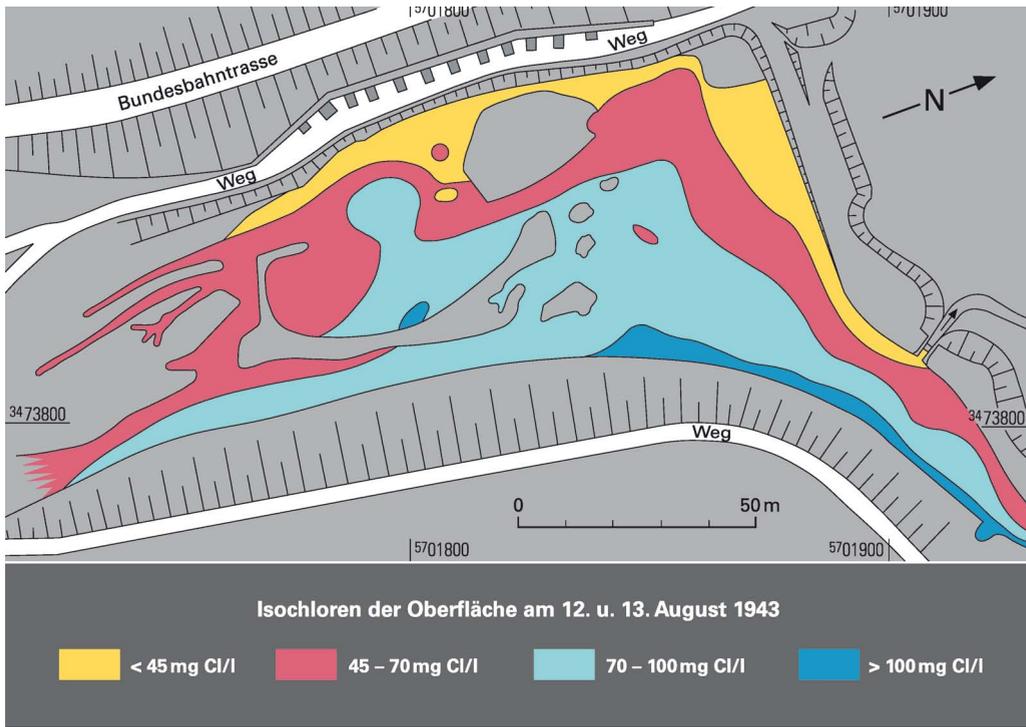


Abb. 105: Chloridgehalte des Alme-Quellteichs in Brilon-Alme (BANSE 1948)

der Beschickung eines Gradierwerkes zur Inhalation (Abb. 106). Bemerkenswert ist, dass die Konzentration der Sole seit ihrer Erschließung nicht zurückgegangen ist. Es muss sich demnach um ein ergiebiges Vorkommen handeln.

Früher wurden die Salzwasser- und Solevorkommen des rechtsrheinischen Schiefergebirges genetisch gern mit der Sole des Münsterländer Kreide-Beckens in Verbindung gebracht. Dies ist aber aus hydraulischen Gründen unwahrscheinlich. Die Salzwasser- und Solequellen in den Tälern des Sauerlandes liegen mit 166 m ü. NHN (Erlenbach 1 in Arnsberg), +180 m ü. NHN (Solequelle in Werdohl) sowie 256 m ü. NHN (Kaiser-Heinrich-Quelle in Warstein-Belecke) deutlich höher als die Solequellen am Hellweg zwischen Unna-Königsborn (70 m ü. NHN) und Salzkotten (100 m ü. NHN). Da im rechtsrheinischen Schiefergebirge bisher keine Steinsalzvorkommen bekannt geworden sind, dürfte die Sole aus größerer Tiefe stammen. Untersuchungen haben ergeben, dass

die Druckpotenzialunterschiede zwischen den höher gelegenen Grundwasserniveaus in den Kuppenlagen gegenüber den niedrigeren Niveaus der Täler groß genug sind, um tief reichend

Abb. 106: Gradierwerk am Freizeitbad NASS; Arnsberg-Hüsten



chende Fließvorgänge auszulösen. Oberflächennahe Vorkommen höher konzentrierter Solequellen sind aber ohne das Vorhandensein diskreter Aufstiegsbahnen (Störungen, Karst-röhren) nicht erklärbar.

Eine im Jahre 2001 niedergebrachte, 936 m tiefe Bohrung in Bad Laasphe erschloss Thermalwasser. In Sandsteinen und Quarziten des Mitteldevons traf sie Grundwasser mit einer Temperatur von 29 °C an. Die ersten Zuflüsse wurden bei ca. 820 m Tiefe registriert. Der geothermische Gradient liegt mit ca. 2,4 °C Temperaturzunahme auf 100 m Tiefenzunahme geringfügig unter dem großräumigen Mittelwert von 3 °C pro 100 m (vgl. Kap. Erdwärme). Die Mineralisierung lag bei ca. 1 300 mg/l. Vom Typ her handelt es sich um ein Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser. Dieser Wassertyp entsteht nicht durch Lösungsvorgänge im grundwasserleitenden Gestein, sondern durch Austauschreaktionen mit den Tonmineralen des Grundwasserleiters. Dabei wird das üblicherweise im Grundwasser vorherrschende Kalzium gegen Natrium ausgetauscht. Der Chloridgehalt von ca. 190 mg/l spricht für einen geringen Anteil an Tiefengrundwasser. Das Bad Laasphe Thermalwasser wird zurzeit nicht genutzt.

Erdwärme

Eine umweltfreundliche Alternative zur Beheizung und Kühlung mit konventionellen Energieträgern ist die Erdwärme oder Geothermie. Geothermie ist jegliche Form von Wärme, die unterhalb der Erdoberfläche gespeichert ist. Im oberflächennahen Bereich ist diese Wärme in erster Linie auf die Sonneneinstrahlung zurückzuführen. Erst in größerer Tiefe spielt der Wärmestrom aus dem Erdinneren eine Rolle. Erdwärme ist unerschöpflich, überall verfügbar und fast überall und jederzeit nutzbar. Die Planung einer geothermischen Anlage erfordert Kenntnisse über den geologischen und hydrogeologischen Untergrund, um mögliche Bohrungen

dem Energiebedarf und dem örtlichen geothermischen Potenzial anzupassen. Der geothermische Gradient in Nordrhein-Westfalen beträgt durchschnittlich etwa 3 °C Temperaturzunahme je 100 m Tiefenzunahme. Bei einer Jahresmitteltemperatur von ca. 9 °C in den tieferen Lagen des rechtsrheinischen Schiefergebirges ist demnach in einer Tiefe von 100 m – diese Tiefe entspricht der durchschnittlichen Länge von Erdwärmesonden – mit einer Gebirgstemperatur von ca. 12 °C zu rechnen. Derart geringe Untergrundtemperaturen können nicht ohne den Einsatz von Wärmepumpen zu Heizzwecken genutzt werden. Dennoch bietet das Rheinische Schiefergebirge im Vergleich zu anderen Regionen Nordrhein-Westfalens gute bis sehr gute geothermische Ergiebigkeiten, da das Festgestein arm an isolierenden Poren ist und daher die Erdwärme gut leitet. Das sind positive Voraussetzungen zur Energiegewinnung durch Erdwärmesonden, die in ein Bohrloch einzementiert werden und mittels zirkulierender Sole Erdwärme zur Wärmepumpe transportieren.

Will man das Grundwasser direkt zur Gebäudebeheizung nutzen, muss man wesentlich tiefer bohren. Seit Februar 2012 fördert die Tiefbohrung Erlenbach 2 in Arnsberg-Hüsten mit einer Koaxial-Sonde aus einer Tiefe von 2830 m 55 °C warmes Wasser für die Wasser- und Luftbeheizung des dortigen Freizeitbades.

Eine zweite, nicht überall einsetzbare Möglichkeit ist die direkte Nutzung des Grundwassers zu Heiz- und Kühlzwecken. Das über Brunnen geförderte Grundwasser wird zu einem Wärmetauscher geleitet. Von dort wird es über einen Schluckbrunnen in abgekühlter oder erwärmter Beschaffenheit wieder in den Grundwasserleiter infiltriert. Diese Art der Nutzung ist sehr effizient, funktioniert allerdings nur, wenn entsprechend günstige hydrogeologische und hydrochemische Voraussetzungen vorliegen, wie zum Beispiel in den sandig-kiesigen Porengrundwasserleitern von Ruhr, Lenne oder Diemel sowie in Karstgrundwasserleitern. In den meisten silikatischen Festgesteinen (Ton-, Schluff- und Sandsteine) sind die Eisen- und

Mangengehalte im Grundwasser so hoch, dass es bei einem längeren Betrieb der Anlage zu einer Verockerung des Schluckbrunnens kommen kann.

Das Abteufen von Bohrungen für Erdsonden kann örtlich mit Risiken verbunden sein. Ein solches Risiko wäre zum Beispiel der hydraulische Kurzschluss unterschiedlicher Grundwasserstockwerke. Dann kann bei unterschiedlichen Druckgradienten höher mineralisiertes Tiefengrundwasser aufsteigen oder verschmutztes, oberflächennahes Grundwasser in tiefere Stockwerke abströmen. In den Tälern können unterhalb der gering durchlässigen Auenlehme und der an sie hangseitig anschließenden Schürzen aus Hanglehm und Fließerde artesische Druckverhältnisse herrschen. Ohne Standrohr im Bereich der Lockergesteine kann es zu unkontrollierten Wasserausbrüchen kommen.

Auch natürliche oder anthropogene unterirdische Hohlräume können Risiken darstellen. Erstere kommen in verkarstungsfähigen Gesteinen vor, Letztere in alten Bergbaugebieten. In beiden Fällen kann es durch die Hohlräume zu Schwierigkeiten beim Bohren und Verpressen kommen. Eine Ersteinschätzung geogener oder anthropogener Risiken ist über das Internet-Portal GDU – „Gefährdungspotenziale des Untergrundes in NRW“ möglich. Über die genaue Lage bergbaubedingter Hohlräume informiert die Bezirksregierung Arnsberg, Abteilung 6 – Bergbau und Energie in NRW.

Auch der Betrieb von Erdsonden beinhaltet Risiken, wenn beispielsweise im Sondenkreislauf grundwassergefährdende Stoffe wie Glykol oder andere Frostschutzmittel eingesetzt werden und es zu einem Leck eines Sondenrohres kommt. Daher kann die Einrichtung von Erdsonden in Wasserschutzgebieten mit Auflagen verbunden oder ganz verboten sein.

Da das Grundwasser in seiner Beschaffenheit (z. B. Temperatur) bei der Nutzung von Erdwärme mittels Wärmepumpen verändert wird, liegt eine mittelbare beziehungsweise unmittelbare Nutzung des Grundwassers vor und es muss in jedem Fall eine wasserrechtliche Genehmigung beantragt werden. Zuständig hierfür sind die Unteren Wasserbehörden der Kreise und kreisfreien Städte.

Erdwärme ist gemäß § 3 Abs. 3 Bundesberggesetz ein bergfreier Bodenschatz, auf den sich das Eigentum an einem Grundstück nicht erstreckt. Für die Aufsuchung ist eine bergrechtliche Erlaubnis, für die Gewinnung eine bergrechtliche Bewilligung erforderlich. Bei Erdwärmennutzungen auf dem eigenen Grundstück verzichtet die Bergbehörde jedoch in der Regel auf ein Genehmigungsverfahren. Bohrungen, die tiefer als 100 m sind, müssen jedoch gemäß § 127 Bundesberggesetz in jedem Fall der Bergbehörde angezeigt werden. Eine Anzeigepflicht beim Geologischen Dienst NRW besteht grundsätzlich für alle mit mechanischer Kraft betriebenen Bohrungen.

Boden

Reinhold Roth

Boden und Bodennutzung

Wenn ein Bodenkundler von Boden spricht, meint er damit den obersten, mehr oder weniger belebten Teil der Erdkruste. Dieser gehört zu unseren wichtigsten Lebensgrundlagen; ohne ihn wären Land- und Forstwirtschaft nicht denkbar.

Die heutigen Böden sind das Ergebnis einer wechselvollen Geschichte, deren vorerst letztes Kapitel gegen Ende der letzten Kaltzeit, vor etwa 12 000 Jahren, begann. Mit steigenden Temperaturen setzten unter Einwirkung von Regen- und Sickerwasser bodenbildende Prozesse ein, die die oberflächennahen Locker- und Festgesteine stark veränderten. Es kam zur Entkalkung, zur intensiven Verwitterung und Mineralneubildung, zu Stoffverlagerungen und zur Anreicherung organischer Substanz.

Die Geschwindigkeit und die Richtung, in der eine Bodenentwicklung verläuft, werden durch die bodenbildenden Faktoren bestimmt. Hierzu zählen neben dem Ausgangsgestein noch Klima, Wasser, Relief sowie Einflüsse durch Flora, Fauna und den Menschen. Mit der Zeit bilden sich charakteristische Bodenhorizonte beziehungsweise -horizontfolgen mit den dazugehörigen Bodentypen aus.

Seit dem Beginn des Ackerbaus in der Jungsteinzeit verstärkte sich der Einfluss des Menschen auf den Boden. Dies äußerte sich zunächst in Erosionsprozessen, da ein Teil der schützenden Vegetationsdecke durch die Rodungen der ehemals ausgedehnten Buchenwälder im Betrachtungsraum beseitigt wurde. Vom Mittelalter bis zur Neuzeit kam die intensive Nutzung des Waldes hinzu, der vielfältige Aufgaben zu erfüllen hatte. Neben seiner Funktion als Holzlieferant diente er der Waldweide und örtlich auch der Gewinnung von Laubstreu und Plaggen, sodass sich auf Kosten des Hoch-

waldes immer mehr Niederwälder und Heiden ausbreiteten. Erst die Aufforstungen mit standortfremden Fichten stoppten im 19. Jahrhundert den Niedergang des Hochwaldes.

Eine besondere Form der Niederwaldwirtschaft war die genossenschaftliche Bewirtschaftung der Hauberge. Sie erreichte im 18. und 19. Jahrhundert im rechtsrheinischen Schiefergebirge ihren Höhepunkt. Die Hauberge wurden alle 18 – 22 Jahre nach genauen Regeln abgeholzt, um dort anschließend Roggen und Buchweizen einsäen zu können. Später wurden sie beweidet. Da die Wurzelstöcke der Bäume im Boden verblieben, konnte sich der Wald über Stockausschläge immer wieder regenerieren. Für die Böden war die Haubergwirtschaft von Vorteil; die regelmäßige Auflichtung und die folgende Bearbeitung erhöhten die biologische Aktivität.

Auch die Suche nach Bodenschätzen und deren Gewinnung blieben nicht ohne Folgen. Die Böden wurden oftmals stark durchwühlt, abgegraben oder mit Halden bedeckt. Stellenweise sind die Talböden als Folge dieser Tätigkeit mit Schwermetallen belastet. In seinem Bemühen, die Böden in ihrer landwirtschaftlichen Ertragsfähigkeit zu verbessern, war der Mensch ebenfalls sehr erfolgreich. Steine wurden abgelesen, Ackerterrassen angelegt, nasse Standorte nach Möglichkeit entwässert und über die Düngung Nährstoffe und organische Substanz zugeführt. Als Besonderheit war im Sieger- und Wittgensteiner Land vom 16. bis zum 20. Jahrhundert eine Wiesenbewässerung verbreitet, bei der durch die Verrieselung von nährstoffreichem Bachwasser erhebliche Ertragssteigerungen erzielt wurden. In der Neuzeit beeinflussen Emissionen von Industrie und Straßenverkehr die Böden.

Abb. 107: Die Bodenlandschaften im Betrachtungsraum

7°30' ö. L. v. Gr.

8°

8°30'

Soest

Nordrhein-Westfalen



Böden überwiegend aus Silikatgestein

- Braunerde** (basenarm) aus Fließerde (Pleistozän), über Ton-, Schluff- und Sandstein, Diabas, Keratophyr (Ordovizium bis Mitteldevon)
- Braunerde, Podsol und Rendzina** aus Fließerde (Pleistozän) über Ton-, Schluff- und Sandstein, Kieselschiefer, Kieselkalk, Kalkstein, Diabas und Diabastuff (Mitteldevon bis Unterkarbon)
- Braunerde und Pseudogley-Braunerde** (basenarm) aus Bach- und Flussablagerung (Holozän)
- Braunerde** (mäßig basenreich) aus Fließerde (Pleistozän), z. T. mit tonigem Verwitterungslehm (Tertiär/Pleistozän), über Menden-Konglomerat (Perm)
- Braunerde und Podsol** (basenarm) aus Fließerde (Pleistozän) über Quarzit und Sandstein, z. T. Ton- und Schluffstein (Unterdevon bis flözführendes Oberkarbon)
- Braunerde und Pseudogley** (basenarm) aus Fließerde (Pleistozän), z. T. mit Graulehmrelikten (Tertiär/Pleistozän), über Ton-, Schluff- und Sandstein (flözleeres Oberkarbon)

Böden überwiegend aus Karbonatgestein sowie Löss und Lössfließerde

- Braunerde, Pseudogley und Rendzina** (basenreich) aus Kalkstein, Kalkmergelstein und Dolomit (Zechstein, Oberkreide), oft bedeckt mit tonigem Rückstandslehm (Terra-fusca-Relikte; Tertiär/Pleistozän) und/oder Löss und Lössfließerde (Pleistozän)
- Braunerde, Rendzina und Parabraunerde** (basenreich) überwiegend aus Kalkstein (Devon), oft bedeckt mit tonigem Rückstandslehm (Terra-fusca-Relikte; Tertiär/Pleistozän) und/oder Löss und Lössfließerde (Pleistozän)

Böden aus Basalt

- Braunerde und Pseudogley** (basenreich) aus Fließerde (Pleistozän), z. T. mit tonigem Verwitterungslehm (Tertiär/Pleistozän) über Basalt (Tertiär)

Böden aus Löss und Lössfließerde

- Parabraunerde und Pseudogley** aus Löss und Lössfließerde (Pleistozän), z. T. über Terrassenablagerung (Pleistozän) oder Ton-, Schluff- und Sandstein (Oberkarbon)

Böden aus holozänen Talsedimenten

- Vega und Auengley** aus Bach- und Flussablagerungen (Holozän)

Bedingt durch Landschaftsformen, Gesteinsuntergrund und Wasserverhältnisse können die Böden im Mittelgebirge kleinräumig stark wechseln. Aus diesem Grunde wurden in der Übersichtskarte (Abb. 107) lediglich die Leitböden dargestellt, die typisch für die einzelnen Bodenlandschaften sind.

Bodenlandschaften

Böden überwiegend aus Silikatgestein, meist bedeckt mit Fließerde und Hangablagerung

Den größten Anteil an den Silikatgesteinen im Betrachtungsraum haben Ton-, Schluff- und Sandsteine. Quarzite, Kieselschiefer oder Vulkanite treten dagegen stark zurück. Die Festgesteine sind oberflächennah unterschiedlich stark verwittert, aufgelockert und mit einer Lockergesteinsdecke überzogen. Diese ist häufig mehrschichtig aufgebaut und besteht zuoberst meist aus einer tonig-schluffigen Fließerde, der Hauptlage, der immer etwas Löss und Gesteinsverwitterungsmaterial beigemischt ist. Ihre Mächtigkeit liegt im Durchschnitt bei 5 dm, nimmt hangaufwärts meist ab und kann zum Teil auch fehlen. Hangabwärts ist sie oft deutlich mächtiger und überlagert nicht selten ältere lösshaltige Fließerden. Darunter folgen häufig die Basislagen, dichter gelagerte Fließerden, die ausschließlich aus Verwitterungsmaterial der im Untergrund anstehenden Festgesteine bestehen. In der Regel sind sie reich an Grus und Steinen; in einigen Bodenlandschaften sind auch tonige Reste fossiler Böden beteiligt.

Basenarme Braunerden – die häufigsten Böden im „Land der tausend Berge“

Sind die Deckschichten überwiegend locker gelagert und ausreichend luft- und wasserdurchlässig, so entstanden die weitverbreiteten Braunerden, die ihren Namen ihrer homogen braunen Färbung verdanken (Abb. 108).

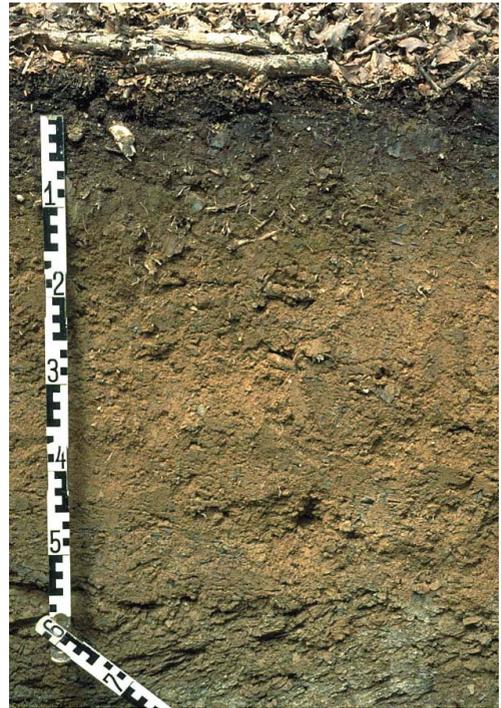


Abb. 108: Basenarme Braunerde aus schluffiger Fließerde über Tonstein; Bestwig-Grimlinghausen

Diese entwickelte sich im Zuge der Entkalkung, Verwitterung und Verlehmung der tonig-schluffigen Deckschicht unter anderem durch die Freisetzung von Eisen, das heute in fein verteilten Hydroxiden vorliegt. Zudem sind die Braunerden durch die Bodenbildung stark an basischen Kationen verarmt. Lediglich dort, wo im Untergrund karbonathaltige Tonsteine, Kieselskalke, Basalte oder Diabastuffe des Hauptgrünstein-Zuges auftreten, sind die Böden etwas besser mit Basen versorgt. Dies gilt auch für manche Unterhanglagen mit Durchzug von nährstoffreichem Hangwasser. Ein weiteres Merkmal der Mittelgebirgs-Braunerden ist die tief reichende Humosität, die mit der Höhenlage zunimmt.

Die typischen Braunerden sind oft mit einer Reihe von Braunerde-Subtypen vergesellschaftet. So weist in Unterhanglagen nicht selten eine Rost- und Bleichfleckung auf durchziehende Hangstaunässe hin – ein Merkmal für den Sub-

typ der Pseudogley-Braunerde. In der Bodenlandschaft des flözleeren Oberkarbons sind Pseudogley-Braunerden großflächig verbreitet; dort geht die wasserstauende Wirkung von tonigen Fließerden im Untergrund aus. Die basenärmeren Braunerden sind aufgrund der hohen Niederschläge, der früheren Verheidung sowie des hohen Fichtenanteils in den Waldgebieten oft stark versauert und podsolig. Vor allem über den verwitterungsresistenten Quarzkeratophyren, Sandsteinen oder Quarziten finden sich bei höheren Sand- und Skelettgehalten auch Podsol-Braunerden. Diese zeigen unter der humosen Krume einen gering mächtigen aschgrauen Horizont, in dem die Säureeinwirkung bereits zur Tonzerstörung und Auswaschung von Eisen-Humus-Komplexen geführt hat.

Braunerden werden großflächig als Wald genutzt – bei geringer Basenversorgung mit einem artenarmen Hainsimsen-Buchenwald als

potenzieller natürlicher Vegetation (Abb. 109). Weit verbreitet ist auch eine Bestockung mit der eingebürgerten Fichte. Artenreichere Perlgras-Buchenwälder sind lediglich auf den Braunerden mit mittlerer und hoher Basenversorgung zu erwarten. Diese Standorte eignen sich auch für den Anbau von Edellaubhölzern.

Die landwirtschaftliche Nutzung konzentriert sich auf tiefer gelegene Landschaftsteile des Niedersauerlandes, der Innersauerländer Senken, auf Flanken größerer Täler oder höher gelegene Rodungsinseln. Hier wird der Ackerbau allerdings immer mehr durch Weihnachtsbaumkulturen oder Grünlandnutzung zurückgedrängt, da ungünstige klimatische und morphologische Bedingungen keine hohen Erträge erwarten lassen. Zudem sind die Ackerflächen sehr erosionsanfällig.

Ranker – sehr flachgründige, arme Böden auf Silikatgestein

In exponierten Geländelagen wie Kuppen, Rippen, Hangschultern oder Steilhängen gehen die Braunerden oft fließend in Ranker über. Bei diesen stein- und grusreichen Böden liegt der humose Oberboden aus Gesteinsverwitterungsmaterial unmittelbar dem karbonatfreien Festgestein auf. Unter Wald dokumentieren diese Böden das Frühstadium einer Bodenbildung, in der anstehende Festgesteine durch physikalische, chemische und biologische Verwitterung oberflächlich aufgelockert und zersetzt werden. In ackerbaulich geprägten Regionen entstanden sie oft durch Erosion und Profilverkürzung von Braunerden, wenn die Pflugsohle das anstehende Festgestein erreichte (Abb. 110).

Dort, wo Klippen aus verwitterungsresistenten Festgesteinen aufragen, treten auch Gesteinsrohböden – Syrosemme – hinzu, bei denen ein humoser Horizont fehlt oder nur lückenhaft ausgebildet ist.

Die Fähigkeit der sehr flachgründigen Ranker, Wasser oder Nährstoffe zu speichern, ist äußerst gering. Sie bilden daher trockene und oft

Abb. 109: Hainsimsen-Buchenwald als potenzielle natürliche Vegetation über basenarmen Braunerden; Burbach





Abb. 110: Gerste auf steinreicher, flachgründiger Braunerde mit Übergängen zum Ranker; Meschede

auch erosions- und dürregefährdete Standorte, die für eine landwirtschaftliche Nutzung kaum infrage kommen. Auch bei einer Waldnutzung finden sich oft nur kümmernde, artenarme Bestände. Einige Flächen bei Sundern-Altenhellefeld oder bei Meschede sind mit Wacholderheide bedeckt. Diese Relikte der ehemals ausgedehnten Verheidung stehen heute unter Naturschutz.

Ranker und Gesteinsrohböden nehmen so geringe Flächenareale ein, dass sie in der bodenkundlichen Übersicht (s. Abb. 107) nicht gesondert dargestellt werden können.

(Braunerde-)Podsole auf Sandstein, Quarzit und Kieselschiefer – steinreich und extrem sauer

Podsole treten in kleinen isolierten Vorkommen über verwitterungsresistenten Sandsteinen,

Quarziten oder Kieselschiefern auf. Das basenarme Verwitterungsmaterial dieser Gesteine ist reich an Sand, Grus und Steinen und setzt einer fortschreitenden Versauerung nur wenig Widerstand entgegen. Zudem waren die Kuppen und Rücken dieser Standorte früher stark verheidet, was die Bildung schlecht abbaubarer Huminsäuren begünstigte.

Das wichtigste Merkmal der Podsole ist der aschgraue, sauergebleichte Oberboden, in dem es zur fortschreitenden Mineralzerstörung und Freisetzung von Eisen kam (Abb. 111).



Abb. 111: Podsol aus Kieselschieferschutt über Fließerde über Tonstein; Bestwig-Grümlinghausen

Zusammen mit Huminstoffen und anderen Verbindungen wurde dieses vom Sickerwasser ausgewaschen und in tiefere Bodenschichten verfrachtet; dabei verarmte der Oberboden immer mehr an basischen Kationen. Die Podsole sind häufig mit Braunerde-Podsole vergesellschaftet, bei denen unter einer sand- und grusreichen Deckschicht noch Reste von verbräunten, tonig-schluffigen Fließerden liegen können.

Bei den sehr basenarmen und extrem versauerten Böden ist in Kuppen- und Südhanglagen im Sommer mit Wassermangel zu rechnen. Solche Böden sind überwiegend mit ertragsarmen Eichen-Birken- oder Fichtenwäldern bestockt. Eine wichtige Funktion dieser Wälder besteht im Erosionsschutz, da die skelettreichen Schuttdecken in steileren Hanglagen ins Rutschen kommen können. Darüber hinaus bieten die Extremstandorte eine wertvolle Bereicherung für das Ökosystem Wald und haben bei einer standortgerechten Bestockung eine hohe Naturschutzfunktion.

Pseudogleye – Stauanässe über dichtem Untergrund

Die staunassen Pseudogleye haben ihre weiteste Verbreitung im Bereich des flözleeren Oberkarbons. Hier verdanken sie ihre Entstehung tonigen Resten fossiler Böden, deren Bildung bis in die feuchtwarme Tertiär-Zeit zu-



rückreicht und die wegen ihrer grauen Farbe auch als Graulehme bezeichnet werden.

Daneben gibt es immer wieder kleine verstreute Pseudogley-Vorkommen in den anderen Bodenlandschaften, vorzugsweise auf Resten alter Verebnungsflächen, in Hang- oder Quellmulden oder in Unterhang- und Talrandlagen.

Die meisten Pseudogleye zeichnen sich durch eine ausgeprägte Zweischichtigkeit aus, bei der unter einer lösshaltigen, tonig-schluffigen Fließerde eine dicht gelagerte stein- oder tonreiche Fließerde liegt. Da diese das anfallende Sicker- oder Hangwasser nur schwer durchlässt, kommt es in den Wintermonaten darüber zur Ausbildung von Staunässe, die bis in den humosen Oberboden hineinreichen kann. Im Sommer und Herbst trocknen diese Böden dagegen oft aus. Je nach Intensität und Dauer der Nass- und Trockenphasen entsteht eine charakteristische Rost- und Bleichfleckung (Abb. 112). Daneben führte lang andauernde Staunässe auf den Höhen des Arnberger Waldes sowie des Ebbe- und Rothaargebirges auch zur kleinflächigen Bildung von Stagnogleyen, die im Oberboden vermoort sein können.

Die überwiegend basenarmen Pseudogleye werden aufgrund der Staunässe meist forstlich mit Hainsimsen-Buchenwald als potenzieller natürlicher Vegetation genutzt. Auch die Traubeneiche kann hier noch günstige Bedingungen finden. Auf sehr stark staunassen Standorten sind stellenweise Erlenwälder mit Moorbirke entwickelt. Fichtenbestände leiden unter der Staunässe und sind stark windwurfgefährdet. Dies belegte in dramatischer Weise der Orkan Kyrill, der im Januar 2007 vor allem in den Fichten-Reinkulturen des Betrachtungsraumes verheerende Schäden anrichtete.

Bei landwirtschaftlicher Nutzung bilden die Pseudogleye natürliche Grünlandstandorte, die je nach Staunässegrad für eine intensive Weide- und Ackernutzung gedräht wurden.

Abb. 112: Pseudogley aus Fließerde mit Graulehmrelikten; Arnberger Wald

Böden überwiegend aus Karbonatgestein, meist bedeckt mit Löss, (Löss-)Fließerde und Terra-fusca-Relikten

Unter den Karbonatgesteinen des Sauerlandes hat der devonische Massenkalk die größte Bedeutung. Daneben gibt es kleinere Vorkommen von unterkarbonischen Kalksteinen im Niedersauerland, in den Innersauerländer Senken und am Ostsauerländer Gebirgsrand. Am Nordrand des Sauerlandes treten noch die Karbonatgesteine der Oberkreide und am Ostrand Zechstein-Karbonate hinzu. Im Bereich alter Verebnungsflächen sind diese Gesteine oft mit kräftig braunen, tonigen Rückstandslehmen bedeckt. Dies sind die letzten Zeugen fossiler Böden, der *Terrae fuscae*, die im feuchtwarmen Klima der Tertiär-Zeit und quartärer Warmzeiten eine intensive Lösungsverwitterung des Kalksteins belegen. Die leuchtend roten *Terra-rossa*-Relikte der Kreide-Zeit sind dagegen sehr selten und nur noch in Karstschlotten des Massenkalks erhalten geblieben.

Während der Kaltzeiten wurden die *Terra-fusca*-Relikte zum Teil erodiert und großflächig mit Löss überweht. Das kaltzeitliche Bodenfließen führte zudem dazu, dass der Löss und der nur noch lückenhaft vorhandene Rückstandslehm mit Kalksteinschutt vermischt wurden. Letzterer besteht am Haarstrang zum Teil aus den leichten, porösen Hottensteinen – ehemalige Kalksteinbrocken der Oberkreide –, aus denen der Kalzit herausgelöst wurde und ein kieselsäurereiches Skelett zurückließ (s. auch S. 124).

Basenreiche Braunerden – land- und forstwirtschaftlich begehrt

Aus karbonathaltigem Gestein entstanden Braunerden, die durch die Verwitterung der beigemischten Kalksteinbrocken gut mit basischen Kationen versorgt sind. Über devonischem Massenkalk und Zechstein-Karbonaten ist der Luft- und Wasserhaushalt meist ausgeglichen;

selbst die tonigen *Terra-fusca*-Relikte neigen hier nur wenig zur Staunässebildung, da sie oft ein gut wasserleitendes Polyedergefüge haben. Die Braunerden über den Karbonatgesteinen der Oberkreide neigen dagegen etwas zur Staunässe und sind zum Teil mit Pseudogleyen vergesellschaftet.

Entsprechend ihrer weiten Verbreitung auf klimatisch begünstigten Verebnungsflächen sind die lössreicheren Varietäten dieser Böden begehrtete Ackerstandorte. Bei tonigeren Bodenarten kann die Bearbeitung allerdings etwas erschwert sein.

Flächen mit höheren Steingehalten oder stärkerer Hangneigung sind zum Teil mit artenreichen Waldmeister-Buchenwäldern bestockt, der potenziellen natürlichen Vegetation auf diesen Standorten. Als Besonderheit treten auf den feuchteren Standorten im Hönnetal und im Felsenmeer bei Hemer Schluchtwälder auf. Aufgrund der hohen Basenversorgung sind die Standorte oft für den Anbau von Edellaubhölzern geeignet.

Rendzinen – basen- und steinreiche Böden auf Karbonatgestein

In Erosionslagen, an steilen Talflanken sowie auf Kuppen oder Rücken gehen die Braunerden häufig in Rendzinen über, bei denen der humose Oberboden aus Rückstandslehm oder lösshaltiger Fließerde unmittelbar auf dem Karbonatgestein liegt. Wie die Ranker sind diese Böden oft sehr flachgründig und reich an Grus, Steinen oder Blöcken (Abb. 113). Sie können allerdings bis in den Oberboden hinein kalkhaltig sein und neben einer sehr guten Nährstoffversorgung eine hohe biologische Aktivität aufweisen. Auf Klippen gibt es fließende Übergänge zum Gesteinsrohboden, dem Syrosem.

Die Rendzinen bilden trockene, erosions- und dürregefährdete Standorte, die kaum landwirtschaftlich genutzt werden. Unter extensivem Grünland mit nährstoffreicher Trockenrasenve-



Abb. 113: Basenreiche Rendzina
aus devonischem Massenkalk; Hönnetal

getation werden sie jedoch zu bevorzugten Objekten des Naturschutzes. Dies gilt auch für die artenreichen Buchenmischwälder, mit denen die Rendzinen zum Teil bestockt sind. Trotz der Flachgründigkeit der Standorte ist die Wasserversorgung nicht so schlecht, da die Baumwurzeln Wasser in den zahlreichen lehmgefüllten Klüften des verkarsteten Untergrundes erschließen können.

Böden aus Basalt, meist bedeckt mit Fließerde und tonigem Verwitterungslehm

An der Südgrenze Nordrhein-Westfalens sind südlich von Betzdorf randliche Ausläufer des Westerwälder Basalt-Vulkanismus anzutreffen. Nur auf diesem flächenmäßig kleinen Vorkommen konnten sich im Betrachtungsraum Böden aus Basalt entwickeln.

Basenreiche Braunerden und Pseudogleye – artenreiche Waldstandorte

Basenreiche Pseudogley-Braunerde-Gesellschaften kennzeichnen die Basaltvorkommen auf den Hochflächen des Westerwaldes. Diese Böden entstanden meist aus tonig-schluffigen Fließerden, denen häufig toniger Basalt-Verwitterungslehm mit Basaltblöcken beigemischt ist. Dort, wo die Basalte des tieferen Untergrundes gut geklüftet und wasserdurchlässig sind, finden sich oft dunkelbraune Braunerden. Eine Besonderheit ist das Vorkommen von bis zu erbsengroßen, hellgrauen Konkretionen aus neu gebildetem Montmorillonit im Unterboden. Dieses quellfähige Tonmineral trägt dazu bei, dass der tonreiche Unterboden häufig das Sickerwasser staut und es auf schwach geneigten Hochflächenlagen zur Entstehung von Pseudogley-Braunerden gekommen ist. In Hangmulden, Unterhanglagen sowie im Bereich flach eingemuldeter Verebnungsflächen finden sich auch Pseudogleye mit mittlerer bis starker Stau-nässe. Als bodenkundliche Rarität sind noch die Skeletthumusböden zu nennen, die nur aus Blockschutt und Humus bestehen, wie beispielsweise im Naturschutzgebiet Großer Stein in Burbach.

Da durch die Basaltverwitterung immer wieder Mineralstoffe freigesetzt werden, haben die meisten Böden eine hohe natürliche Basensättigung. Bei Waldnutzung finden sich artenreiche Buchenwälder, zum Teil mit Edellaubhölzern. Daneben tritt vor allem in der Umgebung von Ortschaften eine großflächige Grünlandnutzung auf.

Böden aus Löss und Lössfließerde

Das Hauptverbreitungsgebiet der Böden aus Löss und Lössfließerde liegt auf den Verebnungsflächen des Massenkalks sowie im Niedersauerland in der Umgebung des Ruhrtals, wo sie zu den Lössböden der Hellwegböden

überleiten. Der Löss ist häufig umgelagert und mit etwas Grus oder Sand vermischt.

Parabraunerden – fruchtbare Ackerstandorte in klimatisch begünstigten Lagen

Bei größeren Lössmächtigkeiten entstanden Parabraunerden, bei denen nach der Verbraunung und Verlehmung eine Tonverlagerung einsetzte (Abb. 114).

Durch das Sickerwasser wurden die feineren Kornfraktionen aus dem Oberboden ausgewaschen und im Unterboden wieder angereichert. Während hierbei der lockere Oberboden immer mehr an Eisenverbindungen und Tonsubstanz verarmte, kam es im Unterboden zur Tonanreicherung und zunehmenden Dichtlagerung. Oft überprägt im Bergland diese Tonverlagerung primär vorhandene Mehrschichtigkeiten.

Abb. 114: Parabraunerde aus Löss; Hemer-Deilinghofen



Typische Parabraunerden sind am ehesten auf den Verebnungsflächen des devonischen Massenkalks zu finden. Da der tiefere Untergrund hier gut wasserdurchlässig ist, haben diese Böden einen ausgeglichenen Luft- und Wasserhaushalt. Im lössbedeckten Niedersauerland zeigen die Parabraunerden ein anderes Bild. Dort sind die Lössfließerden im Untergrund zum Teil dicht gelagert und von Staunässe geprägt, sodass es verbreitet zur Entstehung von Pseudogley-Parabraunerden kam. Bereichsweise gehen diese Böden in Pseudogleye aus Lössfließerde über.

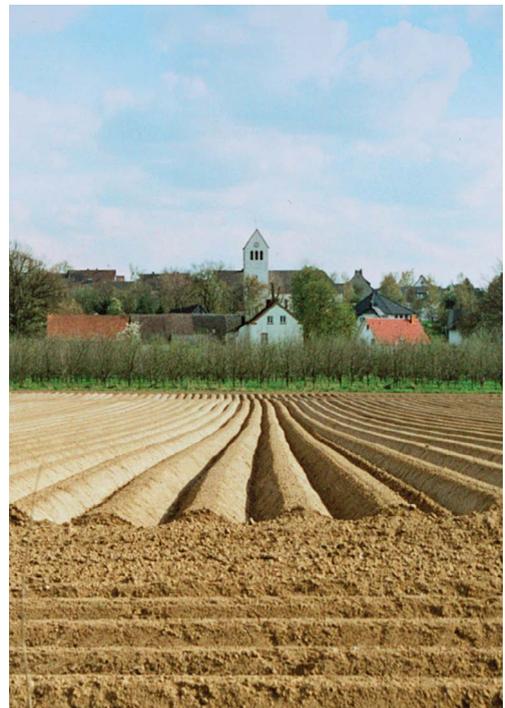


Abb. 115: Kartoffelanbau auf Parabraunerde aus Löss; Ruhrtal bei Menden-Schwitten

Die Parabraunerden werden meist landwirtschaftlich genutzt. Ihre Lage in den klimatisch begünstigten Landschaften, geringe Hangneigungen sowie ihre Fähigkeit, große Mengen an Wasser und Nährstoffen zu speichern und bei Bedarf wieder abzugeben, machen sie zu ertragreichen und begehrten Ackerstandorten (Abb. 115). Bei Auftreten von Staunässe sind die Lössböden zum Teil gedrängt worden. Aufgrund

der hohen Schluffgehalte sind sie leicht verschlammbar sowie erosions- und druckempfindlich.

Böden aus Kolluvium – Zeugen der Bodenerosion

Im klimatisch begünstigten, lössbedeckten Niedersauerland, in den Innersauerländer Senken, auf den Verebnungsflächen des devonischen Massenkalks und entlang der großen Täler liegen die Schwerpunkte des Ackerbaus im Betrachtungsraum. Hier ist auch das Hauptverbreitungsgebiet der Böden aus Kolluvium, der Kolluvisole. Die Flächen, die diese Böden einnehmen, sind so klein, dass sie in der bodenkundlichen Übersicht (s. Abb. 107) nicht gesondert dargestellt sind.



Abb. 116: Entstehung von Kolluvisol aus abgeschwemmtem Löss; Bad Wünnenberg-Bleiwäsche

Kolluvisole werden den anthropogenen Böden zugerechnet, da ihre Entstehung auf die Bo-

dennutzung zurückgeht. Sie bestehen aus meist schluffreichem Oberbodenmaterial, das durch Starkregenereignisse von den Ackerflächen abgeschwemmt und in Rinnen, Trockentälern oder an Unterhängen als Kolluvium wieder abgelagert wurde (Abb. 116). Ältere Böden sind mitunter von diesem Bodenmaterial bedeckt. Bei Grundwasser- oder Staunäseeinfluss können auch Gley- oder Pseudogley-Kolluvisole auftreten (Abb. 117). Aufgrund ihrer Entstehung sind sie in der Regel tief reichend schwach humos, locker gelagert und haben eine hohe biologische Aktivität.



Abb. 117: Gley-Kolluvisol aus abgeschwemmtem Bodenmaterial und Holzkohlenkrum; Lennestadt-Bonzel

Die Kolluvisole werden, ebenso wie die vergesellschafteten Böden der Umgebung, meist als Acker genutzt. Sie bilden in der Regel ertragreiche Standorte, die aufgrund der hohen Schluffgehalte etwas verschlammungs- und druckempfindlich sind. Bei starken Niederschlägen besteht die Gefahr der Aufschwemmung von Bodenmaterial.

Böden aus holozänen Talsedimenten

Vega und Auengley – die Böden der breiteren Talauen

In den breiteren Talauen von Ruhr, Diemel, Eder, Lenne, Sieg und zahlreichen Nebenflüssen liegen meist tonig-schluffige Auenablagerungen in unterschiedlicher Mächtigkeit über sandigem Kies der Auenterrassen. Hieraus entstanden unter periodischen Überflutungen und dem Einfluss eines stark schwankenden Grundwassers die Auenböden, zu denen die Veges (Braunauenböden) und Auengleye gehören.

Die Veges (Abb. 118) bestehen im Wesentlichen aus Oberbodenmaterial, das in den landwirtschaftlich genutzten Gebieten abgeschwemmt und im Zuge der Überflutungen in den Auen wieder abgesetzt wurde. Ähnlich wie die Kolluviole sind die Veges tief reichend schwach

humos, locker gelagert und haben eine hohe biologische Aktivität. Dort, wo ältere und höher gelegene Auenterrassen auftreten, sind die Veges mit Auenbraunerden und -pseudogleyen vergesellschaftet. Grundwasser ist nur bei Hochwasser anzutreffen.

Bei höheren Grundwasserständen oder in tiefer gelegenen Auenbereichen gibt es fließende Übergänge über die Gley-Vega bis hin zum Auengley, bei dem eine rostbraun-fahlgraue Fleckung eine Grundwasserbeeinflussung bis in den Oberboden hinein anzeigt.

Die Auenböden werden bei höheren Grundwasserständen und Überflutungsgefährdung überwiegend als Grünland genutzt, das bei extensiver Nutzung eine hohe Bedeutung für den Naturschutz hat. Da allerdings durch den Ausbau der Flüsse und die Anlage von Talsperrn die Überflutungsbereiche deutlich eingegrenzt wurden, wird ein Teil der Veges heutzutage auch mit mittleren bis hohen Erträgen beackert.

Abb. 118: Vega aus schluffiger Auenablagerung über Auenkies; Ruhrtal bei Neheim



Gley-Bodengesellschaften der schmalen Gebirgstäler

Fast alle Bodenlandschaften sind mit einem dichten Netz von Bächen durchzogen, die zahlreiche schmale Täler geschaffen haben. Eine Ausnahme bilden die devonischen Massenkalk-Gebiete. Hier sind die kleineren Tälchen meist als Trockentäler entwickelt und die Entwässerung erfolgt über den verkarsteten Untergrund.

Da die Bachtäler, in denen die Gley-Bodengesellschaften vorkommen, so schmal sind, werden diese Böden nicht in der bodenkundlichen Übersicht (s. S. 187: Abb. 107) dargestellt.

Entlang der Bäche entstanden grundwasserprägte Bodengesellschaften, von denen Gleye aus schluffigen Bachablagerungen die häufigsten Bodenformen sind. Kennzeichnend für diese Böden ist der oberflächennahe rostbraun-grau gefleckte Oxidationshorizont, in

dem es bei schwankendem Grundwasser zur Ausfällung von Eisen- und Manganverbindungen gekommen ist. Darunter folgt der ständig im Grundwasser liegende graue Reduktionshorizont, in dem Eisen und Mangan in Lösung bleiben (Abb. 119). Bei sehr hohen Grundwasserständen und fehlendem Oxidationshorizont entwickelten sich Nassgleye, die vor allem in den höheren, niederschlagsreicheren Lagen des Berglandes bei Anreicherung von unersetzer organischer Substanz in Anmoorgleye und Moorgleye übergehen. Letztere leiten vor allem in den Oberläufen der Bäche zu den Niedermooren über. Im Randbereich der Kerbtäler finden sich Braunerde-Gleye aus Fließerden. In Quellmulden können Quellen-, Hang- oder Pseudogley-Gleye aus Fließerden entwickelt sein.

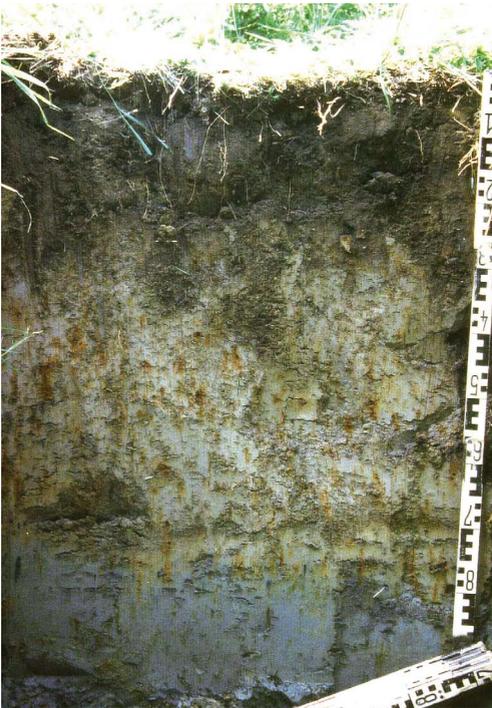


Abb. 119: Gley aus schluffiger Bachablagerung; Lennestadt

In Tälern mit deutlicher Talsohle ist auf den Gleyen Grünlandnutzung verbreitet. Hier finden sich die klassischen Wiesentäler – typische

Landschaftsformen des walddreichen Berglandes. Viele dieser Standorte wurden in jüngerer Zeit extensiviert und stehen als Feuchtwiesen dem Natur- und Landschaftsschutz zur Verfügung. Die schmalen Kerbtäler werden dagegen meist forstlich genutzt, wobei ihre Bestockung oft den angrenzenden Beständen entspricht. Die potenzielle natürliche Waldgesellschaft der Gleye ist hier ein bachbegleitender Erlen- oder Erlenbruchwald, bei höheren Basengehalten örtlich mit Esche oder Bergahorn.

Böden aus Moorbildungen

An nassen Standorten mit zeitweiligem Wasserüberstau ist durch Sauerstoffmangel die Zersetzung der anfallenden Pflanzenreste stark gehemmt, sodass es lokal zur Anreicherung organischer Substanz und zur Torfbildung kommen konnte. Bei Torfmächtigkeiten über 3 dm spricht man im bodenkundlichen Sinn von Mooren. Im rechtsrheinischen Schiefergebirge treten Moore nur in kleinen isolierten Vorkommen auf. Außer in den Tallagen finden sie sich verstreut in den niederschlagsreichen Hochlagen der Ton-, Schluff- und Sandsteinlandschaften sowie im Arnberger Wald über flözleerem Oberkarbon. Die sich aus Moorbildungen entwickelnden Böden sind in Abbildung 107 nicht separat dargestellt.

In den Tälern füllen kleine Niedermoore verlandete Altarme oder schmale nasse Siefen aus. Torfe mit hohen Holzanteilen und eingeschwemmten Bach- oder Auenablagerungen kennzeichnen diese Böden (Abb. 120). Durch die Grundwasserbeeinflussung sind sie meist etwas basenreicher als die anderen Moorbildungen. In den Randbereichen gehen die typischen Niedermoore oft in Anmoor- oder Moorgleye über. Daneben treten auf den flacheren Südabdachungen des Ebbe- und Rothaargebirges (z. B. der Hirschbruch bei Plettenberg) sowie auf der Nordabdachung des Arnberger Waldes (z. B. Hamorsbruch bei Meschede) kleine Übergangsmoore auf. Häufig haben sie sich in flach geneigten Quell- oder Hangmulden aus



Abb. 120: Niedermoor; Hemer-Ihmert

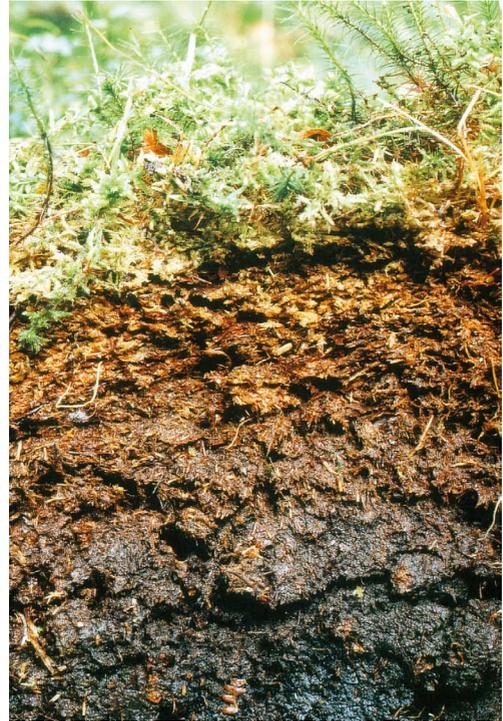


Abb. 121: Übergangsmoor aus Torfmoosfilz über Niedermoortorf; Ebbegebirge

extrem staunassen Moorstagnogleyen über tonigen Fließerden entwickelt, vereinzelt sind sie auch aus Moorgleyen oder typischen Niedermooren hervorgegangen. Sie zeichnen sich durch höhere Torfmoosanteile aus (Abb. 121), werden überwiegend vom Niederschlagswasser gespeist und sind basenarm. Echte Hochmoore, bei denen es zur uhrglasförmigen Aufwölbung von Moorstorfen gekommen ist, sind dagegen sehr selten und beschränken sich auf ein Einzelvorkommen, das Naturschutzgebiet „Auf der Struth“ bei Erndtebrück im Edertal.

Die meisten Moore sind – je nach Basenversorgung – mit Erlen- oder lichten Erlen-Birken-

bruchwäldern bewaldet. Zudem gibt es in den Hochlagen immer wieder kleine baum- und strauchfreie Flächen mit Hochmoorcharakter, in denen eine nässezeigende Krautvegetation und Torfmoos auftreten. Entwässerte Moorböden werden vereinzelt als Grünland genutzt oder sind mit Fichten bestockt, die jedoch mit ihren flachen Wurzeltellern stark windwurfgefährdet sind.

Die Moorstandorte haben eine hohe ökologische Bedeutung und sind im natürlichen Zustand Heimat und Zufluchtstätte vieler seltener Pflanzen- und Tierarten, sodass sie vielfach als Naturschutzgebiete ausgewiesen wurden.

Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler

Arnold Gawlik & Matthias Piecha

Felsenmeere und Klippen, große Tropfsteinhöhlen und sprudelnde Quellen sind Zeugnisse der geologischen Vergangenheit und bieten sich dem Menschen augenfällig dar. Als markante Landschaftsbestandteile bereichern sie die Umwelt und ziehen zahlreiche Erholungssuchende an. Der geologisch Interessierte kann die Küsten längst vergangener Meere, versteinerte Korallenriffe oder Gebirge des Erdalters entdecken. In Sauer-, Sieger- und Wittgensteiner Land blickt er auf über 465 Mio. Jahre Erdgeschichte zurück.

Wanderungen durch das Rheinische Schiefergebirge führen immer wieder zu natürlichen Felsbildungen oder auch zu geologischen Aufschlüssen, die künstlich in Steinbrüchen oder an Wegböschungen entstanden sind. Für Geowissenschaftler sind solche Stellen besonders wertvoll, weil dort Gesteine freigelegt sind, die andernorts unter jüngeren Ablagerungen und der Pflanzendecke verborgen sind.

In den Gesteinen sind die Klimaverhältnisse, die Lebensräume mit ihren Tieren und Pflanzen sowie Katastrophen vergangener Zeiten dokumentiert. Sie enthalten unersetzliche Informationen über die Entwicklung der Erde, die es ermöglichen, heutige Veränderungen und Prozesse richtig zu deuten. Hautnahen Einblick in die Vergangenheit der Erde ermöglichen verschiedene Besucherbergwerke und Museen (s. auch Kap. Geo-Ziele).

Vom geologischen Untergrund geprägte Landschaftsteile, Gesteins- und Bodenaufschlüsse, aber auch einzelne Naturschöpfungen, wie zum Beispiel Höhlen und Quellen, stellen Geotope dar. Diese sind als erdgeschichtliche Bildungen, die Erkenntnisse über die Entwicklung

der Erde und des Lebens vermitteln, definiert. Beim Geotop handelt es sich – anders als beim Biotop – um einen Ort, an dem nicht die belebte, sondern die unbelebte Natur im Vordergrund steht.

Geotope sind durch zahlreiche Nutzungsansprüche, wie Abfallbeseitigung, Rohstoffabbau, Bebauung, aber auch durch die Natur selbst gefährdet. Es ist von öffentlichem Interesse, sie vor der Zerstörung zu schützen, insbesondere dann, wenn keine vergleichbaren Geotope zum Ausgleich zur Verfügung stehen. Schutzwürdig sind diejenigen unter ihnen, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Diese 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) geschützt werden. Nach den §§ 20 und 22 des Landschaftsgesetzes können Naturschutzgebiete und Naturdenkmäler aus wissenschaftlichen, natur- oder erdgeschichtlichen Gründen festgesetzt werden.

Einen etwas schwächeren Schutzstatus bieten Landschaftsschutzgebiete und geschützte Landschaftsbestandteile (§§ 21 u. 23 LG), die wegen der Eigenart oder Schönheit des Landschaftsbildes und zur Abwehr schädlicher Einwirkungen festgesetzt werden können. Zeugnisse des tierischen oder pflanzlichen Lebens, also Fossilfundstellen, gelten außerdem nach § 2 des Denkmalschutzgesetzes als Bodendenkmäler.

Steine, Klippen und Bergrücken

Natürliche Felsen und Klippen sind hart im Nehmen. Sie widersetzen sich seit Jahrmillionen den Kräften der Verwitterung und Abtragung, denen ihre Nachbargesteine längst anheim fielen. Zu den härtesten Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges zählen die Vulkanite des Erdaltertums. Ein solches Gestein ist der Rhyolith, auch als Quarzporphyr oder Quarzkeratophyr bezeichnet. Vor rund 390 Mio. Jahren ereigneten sich auf dem Grund des Devon-Meeres gewaltige Explosionen. Aus Spalten in der Erdkruste stieg glutflüssiges Magma aus der Tiefe empor. Lavabomben, Schlacken und Aschen vermischten sich mit den Sedimenten des devonischen Meeres; das daraus entstandene Gestein nennt man Tuffit. Quarzreiche, zähflüssige Schmelzen folgten und breiteten sich auf dem Meeresgrund aus. Sie kühlten zum massigen Quarzporphyr ab.

Aus solchen Gesteinen bestehen die Bruchhauser Steine bei Olsberg (Abb. 122 u. Titelbild). Vier große Felsen ragen dort aus dem Nordwesthang des Istenbergs hervor. Der Höchste ist der Bornstein mit rund 92 m Höhe über Gelände. Namensgebend ist eine Wasseransamm-

lung auf seinem Gipfelplateau. Auf der Nordseite des Rabensteins sind Aschen und Lavabomben des explosiven Vulkanausbruchs zu sehen. Der Goldstein verdankt seinen Namen weiß und goldgelb schimmernden Quarzadern, die das Gestein durchziehen. Früher glaubte man, dass dort Gold verborgen wäre. Der Feldstein erhebt sich zwar nur 45 m über seine Umgebung, ist aber der höchste Punkt des 727 m ü. NHN hohen Istenbergs. Er kann über gesicherte Felsstufen erstiegen werden. Der Rundblick reicht über die Sauerländer Berge bis in das Münsterland. Bei gutem Wetter ist sogar der Teutoburger Wald zu erkennen.

Auch das Gestein der Albaumer Klippen südlich von Kirchhundem ist ein Rhyolith vulkanischen Ursprungs. Dieser Quarzkeratophyr ist allerdings noch einige Millionen Jahre älter und viel weiter verbreitet als der Quarzporphyr der Bruchhauser Steine. Die Albaumer Klippen sind nur ein kleiner Ausschnitt der in Sauer- und Wittgensteiner Land verbreiteten Quarzkeratophyre. Sie entstanden infolge zahlreicher untermeerischer Vulkanausbrüche, deren Förderprodukte ineinander übergingen. Im Bereich der Albaumer Klippen ist das Gestein besonders dicht und fest. Die Klippen bilden einen 800 m langen Bogen, aus dem Einzelfelsen bis zu 30 m hoch

Abb. 122: Bruchhauser Steine



aufragen. Auch außerhalb der eigentlichen Klippen sind einzelne Blöcke des hellgrauen Gesteins augenfällig. Zum Teil bilden sie ausgedehnte Blockmeere. Das harte Gestein wurde auch häufig als Rohstoff gewonnen, wovon heute noch zahlreiche Steinbrüche zeugen. Der Steinbruch am Kapplerstein (Abb. 123) in Wingeshausen-Aue ist ein Geotop und offiziell auch als Kletterfelsen freigegeben.



Abb. 123: Quarzkeratophyr im Steinbruch am Kapplerstein; Wingeshausen-Aue

Nicht nur spektakuläre Klippen, auch viele Bergrücken werden im Sauerland von vulkanischen Gesteinen aufgebaut. Nördlich von Winterberg tut sich dabei der Diabas hervor. Die Kuppen der Nordhelle, des Hohen Hagen, des Iberg und viele andere bestehen daraus. Der Name Diabas ist veraltet, findet aber gesteintechnisch immer noch Verwendung. Wissenschaftlich wird das Gestein heute als Metabasalt bezeichnet. Die Magmen, aus denen es entstand, erreichten im zentralen Sauerland allerdings nie die Erdoberfläche. Sie drangen entlang von Spalten aufwärts und breiteten sich im Sedimentgestein, meist den Schichtfugen folgend, flächenhaft aus. Es entstanden subvulkanische Lagergänge, die das ursprüngliche Gestein verdrängt und verändert haben. Der Diabas ist ein begehrter Rohstoff für den

Straßenbau und daher in Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Zwei beeindruckende stillgelegte Steinbrüche liegen am Meisterstein und am Iberg bei Winterberg-Siedlinghausen. Die Diabaswände fallen dort fast senkrecht in einen See hin ab (Abb. 124).



Abb. 124: Diabas am Iberg; Winterberg-Siedlinghausen

Weit im Südwesten des Siegerlandes, an der Grenze zu Hessen und Rheinland-Pfalz, findet man noch jüngere Vulkanite. Dort haben Basalte des Tertiärs örtlich die devonischen Gesteinschichten durchschlagen. Zeugnis davon gibt zum Beispiel das beeindruckende Felsenmeer Großer Stein bei Burbach-Holzhausen. Große Gesteinsbrocken beziehungsweise -säulen liegen mitten im Wald, als ob sie jemand dort hingeschüttet hätte (Abb. 125). Bei genauem Hinsehen erkennt man, dass es sich bei all den regellos herumliegenden Gesteinsbrocken um Bruchstücke von Basaltsäulen handelt. Sie sind in der Regel sechseckig und entstehen während der Abkühlung der Lava durch Schrumpfung. Der Basalt am Großen Stein stellt die Überreste einer Schlotfüllung dar. In dem Schlot stieg zur Tertiär-Zeit, vor etwa 20 Mio. Jahren, basaltisches Magma aus dem oberen Erdmantel empor und drang in die unterdevonischen Tonschiefer und quarzitischen Sandsteine ein. Bei der Abkühlung und Auskristallisation der



Abb. 125: Basaltblockhalde im Naturschutzgebiet Großer Stein; Burbach-Holzhausen

Schmelze bildete sich dann das typische säulige Absonderungsgefüge. Der Schlot wurde dann später durch Abtragung freigelegt und ragte, da er härter war als die umgebenden Schiefer, über diese hinaus. Durch Verwitterungsprozesse wie Frostsprengung ist der Basaltschlot dann allmählich in sich zusammengebrochen und zurück blieb das heutige Felsenmeer aus Basaltblockschutt.

Meer und Wüste

An der Wende Unter-/Mitteldevon lag der Betrachtungsraum tief unter der Wasseroberfläche. In einem landfernen Meeresbecken wurden feinkörnige, überwiegend tonige Sedimente abgelagert. Es waren die typischen Stillwasserablagerungen eines sauerstoffarmen Meeresbodens. Nach und nach wurden sie von jüngeren Sedimenten bedeckt. Unter dem Druck der Auflast verdichteten sich die dunklen Tonschlämme zu Tonsteinen. Der Meeresboden senkte sich über viele Millionen Jahre ab und schließlich wurde die gesamte Schichtenfolge gefaltet. Dabei veränderten sich die Tonsteine. Die ursprünglichen Tonminerale verschwanden,

blättchenförmige Glimmerminerale bildeten sich, die senkrecht zur Haupttrichtung des Druckes eingeregelt wurden. Dadurch entstanden im Gestein neue, feine Trennflächen: Aus Tonsteinen wurden Tonschiefer. In ihrer dünnflächig spaltbaren Form wurden sie vielfach als Dachschiefer gebrochen (s. S. 167: Abb. 97). Da nur unverwitterte Tonschiefer als Dachschiefer brauchbar waren, geschah dies zumeist in Bergwerken unter Tage. Einblicke in das Gestein, den Bergbau und die Verarbeitung der Tonschiefer vermitteln das Schieferschaubergwerk in Bad Berleburg-Raumland und das Schieferbergbaumuseum in Schmallenberg-Holthausen (s. auch Kap. Geo-Ziele). Dachschiefer wird heute nur noch in Bad Fredeburg untertägig abgebaut.

Weiter im Norden, am Rand des Old-Red-Kontinents, breitete sich in der jüngeren Mitteldevon-Zeit ein warmes Flachmeer aus. Korallenriffe und Atolle entstanden. Es herrschten Südseeverhältnisse, was nicht weiter verwundert, lag doch damals das rechtsrheinische Schiefergebirge südlich des Äquators. Kalk abscheidende Organismen besiedelten das Meer. Nach dem Absterben reicherten sie sich am Meeresboden an und wurden später zu Kalkstein, dem sogenannten Massenkalk. Die großen Massenkalk-Vorkommen von Balve – Hagen-Hohenlimburg, Warstein, Brilon und Attendorn entstanden in dieser Zeit. Im Attendorn Raum lässt sich ein Riff in Form eines Atolls rekonstruieren. Eine ringähnliche Riffmauer umschloss dort eine Lagune. In diesem konzentrischen Riffkern lebten Kolonien von Korallen und schwammähnlichen Stromatoporen. Teile des Riffkerns wurden durch Wellenschlag zerstört. Der Riffschutt lässt sich leicht an zerbrochenen Fossilien erkennen. Die Außenflanken des Riffs wurden bevorzugt von Seelilien und muschelähnlichen Armfüßern, den Brachiopoden, besiedelt. Die Lebensbereiche des Riffs von der Lagune bis zur Brandungszone sind in einem stillgelegten Steinbruch am Rand des Gewerbegebietes „Unterer Elberskamp“ in Finnentrop-Heggen (Abb. 126) aufgeschlossen. Ebenfalls in Heggen, am östlichen Lenne-Ufer, liegt weithin sichtbar die imposan-



Abb. 126: Riffkalkstein; Finnentrop-Heggen

© W. Hellmich, GD NRW

te Felswand der Hohen Ley aus Massenkalk. Fossilien aus der Region sind im Südsauerlandmuseum in Attendorn ausgestellt.

Ganz anders stellten sich die Verhältnisse in der beginnenden Perm-Zeit vor rund 290 Mio. Jahren dar. Das Meer war längst verschwunden, seine Sedimente und Vulkanite bildeten nun das Rheinische Schiefergebirge. Kaum gefaltet und gehoben, begann schon die Abtragung des Gebirges. In einem wüstenhaften Klima sammelte sich der Verwitterungsschutt in Senken und wurde in den folgenden Jahrmillionen selbst wieder abgetragen. Nur an einer einzigen Stelle ist dieser Schutt im rechtsrheinischen Schiefergebirge noch erhalten geblieben: in Menden, im nördlichen Sauerland. Die roten Schichten von Menden bestehen aus verfestigten Geröllen, sogenannten Konglomeraten (s. S. 113: Abb. 56), es kommen aber auch Sand- und Tonsteine vor. Im Gegensatz zu den karbonzeitlichen Gesteinen, die unter ihnen lagern, sind sie nicht gefaltet. Gut aufgeschlossen ist das Menden-Konglomerat in mehreren als Naturdenkmal geschützten Felsrippen am Forsthaus Lahr, in Menden-Lahrfeld.

Falten und Brüche

Die Lagerungsverhältnisse der devon- und karbonzeitlichen Gesteinsschichten sind geradezu abenteuerlich: Die Schichten sind schräg gestellt, in Falten gelegt, zerbrochen, übereinandergeschoben, versetzt, oft liegen sie sogar „kopfüber“ im Schichtverband. Es waren die Kräfte der variszischen Gebirgsbildung, die vor über 300 Mio. Jahren die Gesteine dermaßen deformierten.

Der bekannteste, wenn auch nur zweithöchste Berg Nordrhein-Westfalens, der Kahle Asten bei Winterberg, ist aus derart deformierten Gesteinen aufgebaut. Er ist namensgebend für die Asten-Schichten des älteren Mitteldevons. Diese sind großartig in einem stillgelegten Steinbruch am Helleplatz (Abb. 127) südlich des Kahlen Astens aufgeschlossen. Die Schichtung der Gesteine lässt sich sehr gut erkennen, da sich dort harte Sandsteine und weichere Tonsteine abwechseln. Die Dicke der einzelnen Schichten liegt im Dezimeterbereich, wobei die Sandsteine dickere Bänke bilden. Auf einigen Schichtflächen lassen sich Wellenrippeln und Lebens-



Abb. 127: Gesteinsfalten im Steinbruch Helleplatz am Kahlen Asten; Winterberg

spuren des devonzeitlichen Meeres erkennen. Die Schichten zeigen eindrucksvolle Faltenbilder. In der Mitte sieht man einen tektonischen Sattel, dessen Flanken steil nach unten gebogen

wurden. Nach Norden und Süden geht der Sattel in tektonische Mulden über. Noch stärkere Deformationen sind in Bad Berleburg-Beddellhausen zu beobachten (Abb. 128). In einem

Abb. 128: Gefaltete Kieselschiefer in der unterkarbonischen Hardt-Formation; Bad Berleburg-Beddellhausen





Abb. 129: Siegener Hauptaufschiebung am Häusling; Siegen

stillgelegten Steinbruch südlich der Ederbrücke stehen dunkelgraue bis dunkelgrüne, sehr harte Gesteine aus der Zeit des Unterkarbons an. Es sind Kieselschiefer oder Radiolarite. Sie enthalten Überreste von einzelligen Kleinstlebewesen, den Radiolarien. Der Aufschluss zeigt den Übergang zwischen einer steil gestellten Sattelflanke und einer Mulde mit zahlreichen Spezialfalten. Einzelne Schichtpakete haben unterschiedlich auf die Deformation reagiert. Man spricht hier von disharmonischer Faltung. Die intensive Faltung wird von mehreren Überschiebungen begleitet, die als Bewegungsausgleich dienen. Ein disharmonisches Faltenbild, wie es hier auftritt, ist für viele Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges auch im großen Rahmen typisch.

Eine der bedeutendsten Störungen des Rheinischen Schiefergebirges ist die Siegener Hauptaufschiebung. Der Verlauf dieser großen, rund 140 km langen Störung ist von der Eifel über das Rheintal bis nach Siegen bekannt. Auch die Tiefenerstreckung dieser Störung ist beeindruckend: Seismische Untersuchungen lassen vermuten, dass sie bis in die untere Erdkruste, das

heißt mehrere Zehnerkilometer tief, reicht. Die geologische Schichtenfolge wurde dort um mehr als 3 000 m versetzt. Der Gebirgsdruck war so gewaltig, dass die ursprünglich horizontal gelagerten Schichten an der Störung steil gestellt wurden. Am Häusling bei Siegen ist die Störung aufgeschlossen, hat dort aber nur einen geringen Versatz (Abb. 129).

Höhlen und Karstlandschaften

Keine Region in Nordrhein-Westfalen ist so reich an Höhlen, wie das Sauerland. Es sind vor allem die großen Kalksteinvorkommen, in denen sich durch Kalklösung größere Hohlräume bildeten. Dieser Verkarstung genannte Prozess erstreckt sich über Millionen von Jahren. Versickernde Niederschläge und Bachläufe sowie das Grundwasser lösen den Kalkstein an. Feine Klüfte erweitern sich zu Spalten, bis schließlich ganze Höhlensysteme entstehen. Von jeher hat der Mensch zu Höhlen eine besondere Beziehung. Unseren frühen Vorfahren boten sie



Abb. 130: Kaiserhalle in der Dechenhöhle; Iserlohn-Letmathe

Schutz vor Wind und Wetter. Heute sind sie mit ihren Tropfsteingebilden und geheimnisvollen Gängen beliebte Ausflugsziele. Die meisten Höhlen sind für die Allgemeinheit aus Gründen des Naturschutzes jedoch nicht zugänglich. Sie bieten Rückzugsräume für hoch spezialisierte Lebewesen. Tiefe Einblicke in den Untergrund gestatten jedoch für die Besucher erschlossene Schauhöhlen.

Für die Allgemeinheit zugänglich sind die Attendorner, Balver, Bilstein-, Dechen- (Abb. 130), Heinrichs- und die Reckenhöhle. All diese Höhlen bildeten sich in den Massenkalken der jüngeren Mitteldevon-Zeit. Gemeinsam sind ihnen auch reicher Tropfsteinschmuck und Knochenfunde von kaltzeitlichen Tieren wie zum Beispiel Höhlenbär oder Mammut. Am längsten ist die Attendorner Tropfsteinhöhle: Auf mehr als 6600 m Länge sind ihre Gänge erforscht. Über Höhlenfunde informiert sehr anschaulich das der Dechenhöhle angegliederte Höhlenkundemuseum.

Eine einzigartige Höhle wurde 1987 bei Steinbrucharbeiten in Bad Wünnenberg-Bleiwäsche

entdeckt: der Malachitdom. Die Zentralhalle des Malachitdoms dürfte der größte freitragende Höhlenraum Nordrhein-Westfalens sein. Die Benennung der Höhle geht auf die vorgefundenen Mineralien zurück, unter anderem Malachit (grün) und Azurit (blau).

Einzigartig sind die unter dem Einfluss der Vererzung entstandenen grün und hellblau gefärbten Tropfsteine (Abb. 131) sowie besondere Sinterformen. Durch einen Deckenschlot in der Zentralhalle wurden auch dort Reste eiszeitlicher Säugetiere angeschwemmt. Als einmaliges Naturdenkmal ist der Malachitdom für die Allgemeinheit nicht zugänglich. Bei besonderen Gelegenheiten, wie zum Beispiel dem jährlich am dritten Sonntag im September stattfindenden Tag des Geotops, werden aber wissenschaftliche Führungen angeboten.

Verkarstungsprozesse wirken nicht nur im Untergrund. Karstlandschaften, wie sie aus dem Mittelmeerraum oder aus den Tropen bekannt sind, finden sich auch im Sauerland. Meistens sind sie aber unter jüngeren Deckschichten versteckt. Anders das Felsenmeer von Hemer: Un-



Abb. 131:
Grün und hellblau gefärbte
Tropfsteine im Malachitdom;
Bad Wünnenberg-Bleiwäsche

ter feuchtwarmen Klimabedingungen hat sich dort vor vielen Millionen Jahren ein Kegelkarst gebildet. Die Spalten und Schächte zwischen den Karstkegeln sind mit ausgedehnten Höhlen im Untergrund verbunden. Der Kalkstein wurde durch mineralhaltige Wässer intensiv mit Roteisenstein vererzt. Während der Eiszeiten wurde diese Landschaft durch eine Lössdecke versie-

gelt. Erst in jüngster geologischer Vergangenheit wurden die Karstkegel durch Verwitterung und Abtragung der Deckschicht wieder freigelegt. Die Eisenerze des Felsenmeergebietes wurden bis 1871 bergbaulich genutzt, wobei die Bergleute oftmals natürliche Höhlen ausräumten, erweiterten oder als Transportwege benutzten. Archäologische Funde bezeugen einen Be-

Abb. 132: Felsenmeer bei Hemer



ginn des Bergbaus schon im 10. Jahrhundert. Damals wurden die besonders eisenreichen Erzgerölle im Höhlenlehm gewonnen. Ab etwa 1500 n. Chr. baute man dann auch den geringer verzerten Kalkstein ab.

Der Erhaltungszustand des Felsenmeeres ist deutschlandweit einmalig. Es ist touristisch erschlossen und kann an einer Stelle auch barrierefrei durchquert werden (Abb. 132).

Quellen und Bachschwinden

Wissenschaftlich betrachtet, sind Quellen lediglich örtlich begrenzte Grundwasseraustritte. Dieses Zutagetreten des Grundwassers macht sie dann aber doch zu etwas ganz Besonde-

rem. Schließlich war dieses Wasser für unbestimmte Zeit dem menschlichen Auge verborgen. Einige Quellen ziehen schon deshalb interessierte Besucher an, weil sie der Anfangspunkt eines größeren Flusses sind. Erwartet werden sprudelnde Quellen; die Enttäuschung ist dann groß, weil es meist nur diffuse Vernäsungsstellen sind.

Zahlreiche, wenn auch eher unscheinbare Quellen entspringen im Rothaargebirge nordöstlich von Siegen. Dort sind die Quellen von Sieg, Lahn und Eder (Abb. 133) zu finden. Viel Zeit im Untergrund hat das Grundwasser allerdings nicht verbracht. Die Quellen sind entlang eines 600 m hohen Gebirgszuges angeordnet der den Regen geradezu anzieht: Durchschnittlich 1200 mm Niederschlag fallen dort pro Jahr. Das versickernde Niederschlagswasser sammelt sich bevorzugt in sandsteinreichen Schichten, zwischen denen gering wasserdurchlässige Tonsteine liegen. In den Taleinschnitten entwässern dann die Grundwasser führenden Gesteine. Die Quellgebiete von Sieg, Lahn und Eder können auf dem Rothaarsteig erwandert werden und sind durch Schautafeln näher erläutert.

Die sprichwörtlich sprudelnden Quellen findet man in Karstgebieten. Verkarstungsfähige Gesteine vermögen in ihren Hohlräumen große Grundwassermengen aufzunehmen und an einzelnen Stellen wieder abzugeben. Dies geschieht bevorzugt in den Randgebieten größerer Kalksteinvorkommen. So entspringen am Nordrand des Briloner Massenkalks die Quellen der Alme. Es handelt sich um zwei große Gruppen von Karstquellen, die rund 500 m voneinander entfernt liegen. Der sogenannte Almeteich ist eine Gruppe von über 100 Einzelquellen, wobei der Quellteich durch ein Wehr aufgestaut wurde. Die meisten Quellen entspringen auf dem Grund des Teiches, darauf weisen aufsteigende Luftblasen hin. Die zweite



Abb. 133: Ederquelle bei Netphen

Gruppe, der Moospring, besteht ebenfalls aus zahlreichen Einzelquellen. Deren Gesamtschüttung liegt im langjährigen Mittel bei 900 l/s. Doch nicht nur starke Quellen sind den Karstgebieten eigen, sondern auch Bachschwinden. Bäche, die hier fließen, kommen meistens nicht weit. Ihr Wasser verschwindet in Karstspalten, Dolinen oder Höhlen und wird so wieder zu

Grundwasser. Bachschwinden sind am Süd- und Ostrand des Briloner Massenkalks zahlreich. Sie kommen zum Beispiel in Brilon-Rösenbeck oder südlich von Bad Wünnenberg-Bleiwäsche (Abb. 134) vor, wo das Wasser mehrerer Bäche vollständig versickert. Nach einer längeren Untergrundpassage tritt es in den Alme-Quellen wieder zutage.



Abb. 134: Bachschwinde südlich von Bad Wünnenberg-Bleiwäsche

Literaturverzeichnis

Ausgewählte Erläuterungen der Geologischen Karte 1: 25 000

- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F. D.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D. (1978), mit Beitr. von FUCHS, W.; GWOSDZ, W.; JÄGER, B.; KAMP, H. VON; KREBS, W.; REHAGEN, H.-W.; SCHERP, A.; WIRTH, W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4814** (2. Aufl.): 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D. (1991), mit Beitr. von GRÜNHAGE, H.; HEILMANN, H.; KRAHN, L.; LEDOUX, H.; REHAGEN, H.-W.; SUCHAN, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 4914 Kirchhundem. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4914** (2. Aufl.): 146 S., 13 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- FARRENSCHON, J.; OESTERREICH, B. (2008), mit Beitr. von BLUMENSTEIN, S.; HOLZINGER, M.; WREDE, V.: Erläuterungen zu Blatt 4519 Marsberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4519**: 216 S., 13 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KAMP, H. VON; RIBBERT, K.-H. (2005), mit Beitr. von DROZDZEWSKI, G.; HOFFMAN, M.; KLOSTERMANN, J.; SCHERP, A.; WOLF, M.; WREDE, V.: Erläuterungen zu Blatt 4611 Hagen-Hohenlimburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4611** (3. Aufl.): 156 S.; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1983), mit Beitr. von JÄGER, B.; KAMP, H. VON; SCHERP, A.; WIRTH, W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4816 Girkhausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4816**: 143 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1994), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; GAWLIK, A.; NIESKENS, H. G.; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4915 Wingshausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4915** (2. Aufl.): 145 S., 18 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- PIECHA, M. (2004): Erläuterungen zu Blatt 4916 Bad Berleburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf., <1: 25 000>, Erl., **4916** (2. Aufl.): 71 S., 15 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H.; SKUPIN, K.; OESTERREICH, B. (2006), mit Beitr. von RHEINHARDT, M.; SCHALICH, J.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4518 Madfeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4518** (2. Aufl.): 191 S., 14 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1968), mit Beitr. von MERTENS, H.; REHAGEN, H.-W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4615**: 148 S., 15 Abb., 7 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- THÜNKER, M. (2001), mit Beitr. von KRAHN, L.; KOCH, U.; VIETH, A.: Erläuterungen zu Blatt 5114 Siegen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf., <1: 25 000>, Erl., **5114**: 171 S., 18 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- THÜNKER, M. (2012), mit Beitr. von KOCH, U.: Erläuterungen zu Blatt 4913 Olpe. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf., <1: 25 000>, Erl., **4913** (2. Aufl.): 137 S., 14 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

Allgemein

- BECKER, G. (1989): Der Geltungsbereich des Landschaftsnamens Sauerland. – Spieker, **33**: 1 – 17; Münster/Westf.
- BÜRGENER, M. (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. – Geogr. Landesaufn. <1: 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtlid., **111**: 94 S., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- BÜRGENER, M. (1969): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 110 Arnsberg. – Geogr. Landesaufn. <1: 200 000>, naturräuml. Gliederung Dtlid., **110**: 80 S., 5 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumordn.).
- FRISCH, W.; MESCHEDER, M. (2005): Plattentektonik : Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. – 196 S., zahlr. Abb.; Darmstadt (Wissensch. Buchgesellschaft).
- FUCHS, K.; GEHLEN, K.; MÄLZER, H.; MURAWSKI, H.; SEMMEL, A. [Hrsg.]: (1983): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A case history. – 411 S., zahlr. Abb.; Berlin (Springer).
- Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (2003): Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland. – 219 S., 59 Abb., 18 Tab., 6 Taf.; Krefeld.

- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1995): Geologie im Münsterland. – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf. i. d. Anl.; Krefeld.
- GRABERT, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. – 351 S., 204 Abb., 11 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (F. Schöningh). – [Bochumer geograph. Arb. Sonderr., **2**]
- KOCH, L. (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide: Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S., 151 Abb.; Hagen (v. d. Linnepe).
- KOCH, L.; LEMKE, U.; BRAUCKMANN, C. (1990): Vom Ordovizium bis zum Devon: Die fossile Welt des Ebbe-Gebirges. – 198 S., 88 Abb., 34 Taf.; Hagen (v. d. Linnepe).
- SCHUHMACHER, H. (1991): Korallenriffe. Ihre Verbreitung, Tierwelt und Ökologie. – 275 S., zahlr. Abb.; München (BLV).
- SEMMELE, A. (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – Erdkundliches Wissen, **30** (Geogr. Z., Beih.): 192 S., 57 Abb.; Stuttgart (Steiner).
- THEWS, J.-D. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000 (GÜK 300 Hessen). – 237 S., 39 Abb., 17 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Deutschland (6. Aufl.). – 566 S., 151 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- thern Rhenish Massif, Germany. – Z. dt. geol. Ges., **146**: 321 – 339, Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. (1980): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im mittleren Ruhrgebiet. – In: DROZDZEWSKI, G.; BORNEMANN, O.; KUNZ, E.: [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 45 – 83, 23 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DVORÁK, J. (1973): Die Quer-Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antiklinoriums. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **143**: 133 – 152, 4 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.
- ECKELMANN, K. et al.: Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb-LA-SF-ICP-MS detrital zircon ..., Gondwana Res., <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.018>
- FRANKE, W. (2000): The Mid-European segment of the Variscides. Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W.; HAAK, V.; ONKEN, O.; TANNER, D. [Hrsg.]: Orogenic Processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt. – Spec. Publ. geol. Soc. London, **179**: 35 – 61; London.
- FRANKE, W.; BORTFELD, R. K.; BRIX, M.; DROZDZEWSKI, G.; DÜRBAUM, H. J.; GIESE, P.; JANOTH, W.; JÖDICKE, H.; REICHERT, CH.; SCHERP, A.; SCHMOLL, J.; THOMAS, R.; THÜNKER, M.; WEBER, K.; WIESNER, M. G.; WONG, H. K. (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. – Geol. Rdsch., **79** (3): 523 – 566, 21 Abb.; Stuttgart.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. – Abh. sächs. geol. L.-Amt, **1**: 39 S., 2 Abb., 2 Tab.; Leipzig
- LIESCHE, S. (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **21**: 89 S.; Göttingen.
- ONCKEN, O. (1984): Zusammenhänge in der Strukturgenese des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Rdsch., **73**: 619 – 649, 10 Abb.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1991): Aspects of the structural and paleogeothermal evolution of the Rhenish Massif. – Ann. Soc. géol. Belg., **113** (2) [Jg. 1990]: 139 – 159, 15 Abb.; Liège.
- OZLON, M. S. (1992): Gondwana and Laurussia before and during the variscan orogeny in Europe and related

- areas. – Heidelberg geowiss. Abh., **53**: 159 S.; Heidelberg.
- PAPROTH, E.; WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1973** (8): 469 – 493, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1927): Über eine geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **B 78** [Jg. 1926]: 8 – 15; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1934): Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54** [Jg. 1933]: 217 – 260, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- SCHREINER, M. (1982): Tektonische Verformungsanalyse im Remscheid-Altenaer Sattel, in der Lüdenscheider Mulde, im Ebbe-Sattel und in der Attendorf-Elster Doppelmulde (östliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **63**: II + 99 S., 27 Abb., 17 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.
- TAIT, J. A.; BACHTADSE, V.; FRANKE, W.; SOFFEL, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. – Geol. Rdsch., **86**: 585 – 598; Stuttgart.
- WEBER, K. (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieferten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung). – Geol. Jb., **D 15**: 3 – 98, 40 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- WEBER, K. (1977): Bau und tektonische Entwicklung des Ostsauerländer Hauptsattels und der varistischen Ramsbecker Blei-Zinklagerstätte. – Fortschr. Mineral., **55**: 48 – 63; Stuttgart.
- WEBER, K.; BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic interpretation of the Mid-European Variscides. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 427 – 469; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **141** (2): 222 – 257, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WREDE, V. (2010): Field trip E 13: Carboniferous and Coal in the Ruhr Valley. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **66**: 226 bis 236, 17 Abb.; Hannover.
- Arndt-Univ. Greifswald, math.-naturwiss. R., **1**: 35 bis 67, 9 Abb.; Greifswald.
- EISERHARDT, K.-H.; KOCH, L.; MALETZ, J. (2001): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge (29). – In: STEININGER, F. F. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil III. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **235**: 90 – 108, 4 Abb.; Frankfurt/Main.
- EISERHARDT, K.-H.; RIBBERT, K.-H. (2006): Nördliches Rheinisches Schiefergebirge (20). – In: STEININGER, F. F. [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VII. Silur. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **46**: 38 – 44; Hannover.
- KOCH, L.; LEMKE, U. (2000): Seltene Trilobiten-Arten aus dem Ordovizium des Ebbe-Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh., **2000**: 513 – 544; Stuttgart.
- KOCH, L.; LEMKE, U.; SCHÖLLMANN, L. (2011): Neue Trilobiten-Funde aus dem Ordovizium des Ebbe-Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Geol. u. Paläont. Westf., **80**: 5 – 30; Münster/Westf.
- MALETZ, J.; SERVAIS, T. (1993): Acritarchs and graptolites from the Early Llanvirn (Ordovician) of the Herscheider Schichten (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **190**: 125 – 142, 7 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- QUIRING, H. (1936): Ein Profil durch die Grube Goldberg bei Silberg. – Z. prakt. Geol., **44**: 59 – 65, 2 Abb., 1 Tab.; Halle/Saale.
- RICHTER, R.; RICHTER, E. (1937): Die Herscheider Schiefer, ein zweites Vorkommen von Ordovizium im Rheinischen Schiefergebirge, und ihre Beziehungen zu den wiedergefundenen Dayia-Schichten. – Senckenbergiana, **19**: 289 – 313, 4 Abb.; Frankfurt/Main.
- SAMUELSSON, J.; GERDES, A.; KOCH, L.; SERVAIS, T.; VERNIERS, J. (2002): Chitinozoa and Nd isotope stratigraphy of the Ordovician rocks in the Ebbe Anticline, NW Germany. – In: WINCHESTER, J. A.; PHARAOH, T. S.; VERNIERS, J. [Hrsg.]: Palaeozoic amalgamation of Central Europe. – Spec. Publ. geol. Soc. London, **201**: 115 – 131, 6 Abb.; London.
- SCHRIEL, W.; RICHTER, G. (1937): Graptolithenführendes Silur im Ebbesattel. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **57**: 540 – 543; Berlin.

Ordovizium, Silur

BEYER, A. K. (1951/52): Zur Stratigraphie des obersten Gotlandiums in Mitteleuropa. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-

Devon, allgemein

EDER, W.; ENGEL, W.; FRANKE, W.; SADLER, P. (1983): Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rhei-

- nisches Schiefergebirge and their tectonic significance. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts: 93 – 124*; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- ENGEL, W.; FRANKE, W.; LANGENSTRASSEN, F. (1983): Paleozoic sedimentation in the northern branch of the Mid-European Varicides – Essay of an interpretation. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts: 9 – 41*; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- EBERT, J. (1993): Globale Events im Grenz-Bereich Mittel-/Oberdevon. – *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **59**: IV + 106 S., 31 Abb., 6 Taf.; Göttingen. – [zugl. Diss. Univ. Göttingen]
- FRANKE, W.; WALLISER, O. H. (1983): "Pelagic" Carbonates in the Variscan Belt. Their Sedimentary and Tectonic Environments. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts: 77 – 92*, 1 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- MEISCHNER, K.-D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine. – In: *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook*. – VIII. int. Sediment. Congr. 1971, Heidelberg: 9 – 43, 19 Abb.; Frankfurt/Main (Kramer).
- WALLISER, O. H. [Hrsg.] (1996): *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. – 340 S., 86 Abb.; Berlin (Springer).
- WIERICH, F. (1999): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente – korngefügekundliche Liefergebietsanalyse siliziklastischer Sedimente im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – *Marburger Geowiss.*, **1**: IV + 244 S., 37 Abb., 20 Taf.; Marburg/Lahn.
- Unterdevon**
- AVLAR, H. (1987): Facies development and paleoecology at the Lower/Middle Devonian boundary in the Southwestern Ebbe Anticline (Rheinisches Schiefergebirge) and paleogeographic interpretation. – In: VOGEL, A.; MILLER, H.; GREILING, R.: *The Rhenish Massif: 3 – 20*, 15 Abb.; Braunschweig (Vieweg).
- AVLAR, H.; MAY, A. (1997): Zur Fauna und Stratigraphie der *cultrijugatus*-Schichten (Wende Unter-/Mitteldevon) im West-Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Coral Res. Bull.*, **5**: 103 – 119, 2 Abb., 4 Taf.; Dresden.
- BACHMANN, M. (1965): Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züscherer Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **9**: 539 – 588, 13 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- BLIEK, A.; JAHNKE, H. (1980): Pteraspiden (Vertebrata, Heterostraci) aus den Unteren Siegener Schichten und ihre stratigraphischen Konsequenzen. – *N. Jb. Geol. u. Paläont.*, **159**: 360 – 378, Stuttgart.
- BÖGER, H. (1978): Methoden und Konsequenzen einer Tephrostratigraphie im Unterdevon des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 171 – 180, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BÖGER, H. (1981): Stratigraphische, fazielle und tektonische Zusammenhänge im Unter-Devon des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge) und der Kaledonisch-Variszische Umschwung. – *Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **50** [Jg. 1980]: 45 – 58, 5 Abb.; Hamburg.
- BÖRDING, L.; MILLER, H. (1990): Stratigraphie und Überschiebungsbau des Unterdevons im Westteil des Ebbe-Sattels (Blatt Meinerzhagen; Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1990**: 449 – 469, 5 Abb.; Stuttgart.
- BOUCOT, A. J. (1963): The globithyrid facies of the Lower Devonian. – *Senckenb. Iethaea*, **44** (1): 79 – 84, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- CARLS, P.; JAHNKE, H.; LUSZNAT, M.; RACHEBOEUF, P. (1982): On the Siegenian stage. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 181 – 198, 3 Abb.; Frankfurt/Main.
- DEGENS, E. T.; TIMM, J.; WONG, H. K. [Hrsg.] (1980): *Rheinisches Schiefergebirge: Ebbe-Antiklinorium, Fazies, Stratigraphie, Tektonik*. – *Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **50**: 284 S., 19 Taf., 14 Kt. i. Kt.-Bd.; Hamburg.
- DENCKMANN, A. (1907): Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. – *Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad.*, **25** [Jg. 1904]: 566 – 574; Berlin.
- FUCHS, A. (1923): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **43** [Jg. 1922]: 338 – 356; Berlin.
- GRABERT, H. (1955): Die mittleren und oberen Siegener Schichten im Herdorfer Faziesbereich von Herdorf – Schutzbach – Daaden (Siegerland). – *Geol. Jb.*, **69**: 53 – 69, 2 Tab.; Hannover. – [Sonderdr. ausgeg. 1954]
- GRABERT, H.; HILDEN, H. D. (1969): Stratigraphische Neugliederung des höheren Unterdevons bei Ufersmühle (Blatt 5012 Eckenhausen, Oberbergischer Kreis, rechts-rheinisches Schiefergebirge). – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **17**: 9 – 18, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HAAS, G.; THIEDE, J. (1970): Zur Gliederung des Unterdevons im südlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge) durch eingelagerte Vulkanite. – *Z. dt. geol. Ges.*, **120**: 196 – 204; Hannover.

- HELMBRECHT, W.; WEDEKIND, R. (1923): Versuch einer biostratigraphischen Gliederung der Siegener Schichten auf Grund von Rensselaerien und Spiriferen. – Glückauf, **59**: 949 – 953; Essen.
- HENKE, W. (1922): Beiträge zur Geologie des Siegerländer Spateisensteinbezirkes. – Glückauf, **58**: 861 – 867, 5 Abb.; Essen.
- HEYCKENDORF, K. (1985): Die unterdevonischen Lenne-Vulkanite im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Beiträge zu Stratigraphie, Paläogeographie, Petrographie und Geochemie. – Diss. Univ. Hamburg: 447 S. – [unveröff.]
- HILDEN, H. D. (1970): Fazielle Verhältnisse und Neugliederung der Schichten an der Wende Siegenium/Emsium im Bergischen Land und Sauerland. – Z. dt. geol. Ges., **120** [Jg. 1968]: 310 – 312, 1 Tab.; Hannover.
- KAYSER, E. (1892): Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Siegenschen Grauwacke. – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **11** [1890]: 95 – 107, Taf. 10 – 14; Berlin.
- LANGENSTRASSEN, F. (2008): Unter- und Mitteldevon im Sauerland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**: 417 – 438; Hannover.
- MÜLLER, R.-D. (1987): Biostratigraphie und Fazies der Gesteine des Unteremiums am Südostrand des Siegener Antiklinoriums. – Diss. Univ. Marburg: 195 S., 21 Abb., 5 Tab., 23 Taf.; Marburg/Lahn. – [unveröff.]
- NELKE, S.; PÄTZOLD, J. (1981): Akkretionäre Lapilli aus dem Haupt-Vulkanit (Unter-Devon) des Ebbe-Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Blatt Meinerzhagen 4811). – N. Jb. Geol. u. Paläontol., Mh., **1981**: 697 – 704; Stuttgart.
- PILGER, A. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik des Siegener Hauptsattels. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953** (5): 218 – 225; Stuttgart.
- QUIRING, H. (1923): Beiträge zur Geologie des Siegerlandes III. Über Leitfaunen in den Siegener Schichten der Umgebung von Siegen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **43**: 90 – 112; Berlin.
- RIPPEL, G. (1953): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401 – 456; Hannover.
- SCHÄFER, A.; STETS, J. (1995): The Lower Devonian “Emsquarzit” – tidal sedimentation in the Rhenish Basin (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). – Zbl. Geol. u. Paläont. Teil I, **1994** (1/2): 227 – 244; Stuttgart.
- SCHEMM-GREGORY, M.; JANSEN, U. (2007): A new genus of terebratulid brachiopod from the Siegenian of the Rheinisches Schiefergebirge. – Acta palaeontol. pol., **52**: 413 – 422, 8 Abb., 1 Tab.; Warszawa.
- SCHMIDT, W. E. (1926): Zur Stratigraphie der Siegener Schichten des Siegerlandes und des Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46** [Jg. 1925]: 85 – 107, 1 Kt.-Skizze; Berlin.
- SCHMIDT, F.-P. (1987): Das Ignimbritvorkommen von Albaum (Rothargebirge). – Z. dt. geol. Ges., **138**: 189 – 196; Hannover.
- SCHREINER, M.; SEMERAK, H.-Ch. (1980): Neufassung von Stratigraphie und Tektonik des westlichen Ebbesattels mit stratigraphischen Vergleichen zum Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge) (Blatt 4812 Herscheid, Blatt 4811 Meinerzhagen). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1980**: 549 – 569; Stuttgart.
- SPRIESTERSBACH, J. (1925): Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**: 367 – 450; Berlin.
- STETS, J.; SCHÄFER, A. (2009): The Siegenian delta: land – sea transitions at the northern margin of the Rhenohercynian Basin. – In: KÖNIGSHOF, P. [Hrsg.]: Devonian Change. Case studies in Palaeogeography and Palaeoecology. – Spec. Publ. geol. Soc. London, **314**: 37 – 72; London.
- THÜNKER, M. (2008): Unterdevon im Siegerland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Sch.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**: 252 – 266; Hannover.
- TIMM, J.; DEGENS, E. T.; WIESNER, M. G. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte des zentralen Ebbe-Antiklinoriums 1: 25 000. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**: 59 – 75; Hamburg.
- WALLISER, O. H.; MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfes im Devon. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 3 – 18, 4 Abb.; Stuttgart.
- ZIEGLER, W.; HILDEN, H. D.; LEUTERITZ, K. (1968): Die Neugliederung der ehemaligen Rimmert-Schichten im Ebbe-Sattel (Meßtischblatt Plettenberg). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 133 – 142; Krefeld.

Mitteldevon – Schelf

- BASSE, M. (1996): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: I. Corynexochida und Proetida (1). – Palaeontographica, **A 239**: 89 – 182, 7 Abb., 15 Taf.; Stuttgart.

- BASSE, M. (1997): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: II. Proetida (2), Ptychopariida, Phacopida (1). – *Palaeontographica*, **A 246**: 53 – 142, 6 Abb., 2 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (1998): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: III. Proetida (3), Phacopida (2), Lichida (Lichoidea, Odontopleuroidea) und ergänzende Daten. – *Palaeontographica*, **A 249**: 162 S., 16 Abb., 6 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (2002): Eifel-Trilobiten 1. Proetida. – 152 S., 3 Abb., 1 Tab., 33 Taf.; Korb (Goldschneck-Verlag). – [unveränd. Nachdr. 2004]
- BASSE, M. (2003): Eifel-Trilobiten 2. Phacopida 1: Cheiruriden, Acasten, Asteropygen. – 200 S., 3 Abb., 4 Tab., 29 Taf.; Korb (Goldschneck-Verlag). – [unveränd. Nachdr. 2004]
- BASSE, M. (2006): Eifel-Trilobiten IV. Proetida (3), Phacopida (3). – 305 S., 4 Abb., 4 Tab., 64 Taf.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer).
- ÇINAR, C. (1978): Marine Flachwasserfazies in den Honseleer Schichten (Givet-Stufe, Lüdenscheider Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **20**: 77 S.; Göttingen.
- DREWITZ, J. (1985): Paläoökologische und fazielle Untersuchungen in der Ohle-Formation (Eifel-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge, Attendorn-Mulde). – Diss. Univ. Göttingen: 117 S., 31 Abb., 1 Taf.; Göttingen. – [unveröff.]
- EISENLOHR, H. (1969): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen der Unterhonseler Schichten am NE-Ende des Remscheid-Altenaer Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – *Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont.*, **14**: 57 – 104, 21 Abb., Taf. 8; Münster/Westf.
- GEISSLER, H. (1969): Zur Stratigraphie und Fazies der Finntroper Schichten sowie zur Ökologie ihrer Fauna (Mittlere Givet-Stufe, nordöstliches Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – *Gött. Arb. Geol. u. Paläont.*, **4**: 67 S., 31 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Göttingen.
- GOLDRING, R.; LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. – *Spec. Pap. Palaeont.*, **23**: 81 – 97, 10 Abb., 1 Tab.; London.
- HAFFER, J. (1962): Zur Stratigraphie der oberen Eifel- und unteren Givet-Stufe des Ebbe-Sattels. – *Decheniana*, **115** (1): 111 – 128, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Bonn.
- KOCH, M. (1965): Zur Stratigraphie des höchsten Mitteldevons im Röhrtal bei Endorf unter Berücksichtigung der Grenze Mittel-/Oberdevon. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 505 – 518; Krefeld.
- KUNERT, N. (1965): Das Untere Mitteldevon zwischen Olpe und Attendorn im südlichen Sauerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 485 – 504; Krefeld.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge East of the River Rhine. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts*: 43 – 76, 8 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- LANGENSTRASSEN, F.; BECKER, G.; GROSS-UFFENORDE, H. (1979): Zur Fazies und Fauna der Brandenburg-Schichten bei Lasbeck (Eifel-Stufe, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **158**: 64 – 99, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- LOTTMANN, J. (1990): Die pumilio-Events (Mittel-Devon). – *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **44**: 98 S., 43 Abb., 12 Tab., 3 Taf.; Göttingen.
- LOTZE, F. (1928): Das Mitteldevon des Wennetals nördlich der Elspen Mulde. – *Abh. preuß. Geol. L.-Anst., N. F.*, **104**: 104 S., 13 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- LOTZE, F. (1956): Zur Stratigraphie der Unterhonseler Schichten am Nordostende des Altenaer Sattels (Blatt Iserlohn, Sauerland). – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1955** (1): 13 – 15, 1 Tab.; Stuttgart.
- MAY, A. (1986): Biostratigraphische Untersuchungen im Mittel-Devon des Nordwest-Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt.*, **20**: 23 – 55, 2 Abb., 1 Tab.; Dortmund.
- MÜLLER, H. (1965): Zur Stratigraphie der Eifel/Givet-Grenze im östlichen Sauerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 755 – 806, 5 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1990): Zur Altersfrage und Faunenführung der Briloner Schiefer im nordöstlichen Sauerland (Mitteldevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb.*, **D 95**: 7 – 42, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- REUTER, A. (1993): Analyse eines regradierenden Deltas im Mittel-Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **57**: 88 S.; Göttingen.
- ROUSHAN, F. (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenest-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Göttinger Arb. Geol. u. Paläont.*, **31**: 101 S.; Göttingen.
- SCHMIDT, H.; TRUNKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 807 – 876, 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHÖNE, B. R. (1997): Der otomari-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenohercynischen

- Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **70**: 140 S.; Göttingen.
- SCHÖNE, B. R.; BASSE, M.; MAY, A. (1998): Korrelationen des Eifelium/Givetium-Grenzbereichs im Rheinisches Schiefergebirge. – Senckenb. Iethaea, **77**: 233 – 242, 3 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- SCHÖNE, B. R.; LANGENSTRASSEN, F. (1998): Die „Bonzeler Grenzschiefer“ im Typusprofil bei Lennestadt (Eifel/Givet-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. et Palaeont., **32**: 127 – 139, 6 Abb., 1 Tab.; Marburg/Lahn.
- SPIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). – Abh. R.-Amt Bodenforsch., N. F., **203**: 219 S., 19 Abb., 11 Taf.; Berlin.
- THIENHAUS, R. (1940): Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorfer Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons. – Abh. R.-Amt Bodenforsch., N. F., **199**: 77 S., 11 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- TORLEY, K. (1934): Die Brachiopoden des Massenkalkes der Oberen Givet-Stufe von Bilveringsen bei Iserlohn. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **43** (3): 67 – 148, 82 Abb., 9 Taf.; Frankfurt/Main.
- ZIEGLER, W. (1965): Zum höchsten Mitteldevon an der Nordflanke des Ebbesattels. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 519 – 538; Krefeld.
- rifer Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**: 261 – 266, 3 Abb.; Frankfurt/Main.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1989), mit Beitr. von RESCHER, K.; LEUTERITZ, K.: Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 309 – 391, 6 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- EDER, F. W. (1971): Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinisches Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **10**: 66 S., 14 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- GAUGLITZ, E. (1967): Zur Stratigraphie und Fazies des Flinz im nordöstlichen Sauerland. – Diss. Univ. Göttingen: 63 S.; Göttingen. – [unveröff.]
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinisches Schiefergebirge. Tl. 1 u. 2. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **110** (2): 186 – 258, 7 Abb., 18 Taf.; **110** (3): 259 bis 392, 18 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- KOCH, L. [Hrsg.] (1995): Fossilien aus dem Schwelmer Kalk. – 56 S.; Gelsenkirchen (Ed. Archaea).
- KOCH-FRÜCHTL, U.; FRÜCHTL, M. (1993): Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altener Sattel (Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **26**: 47 – 75; Münster/Westf.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symp. Devonian System, Calgary 1967, **2**: 295 bis 306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary/Alberta. – [Internat. Symp. Devon. Syst. <1967, Calgary>]
- KREBS, W. (1971): Die devonischen Riffe in Mitteleuropa. – Mitt. TU Carolo-Wilhelmina Braunschweig, **6** (2/3): 22 – 33, 12 Abb., 4 Tab.; Braunschweig.
- KREBS, W. (1972): Facies and development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany). – Geol. Rdsch., **61** (2): 647 – 671, 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. and Mineral., **18**: 155 – 208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Okla.
- MACHEL, H.-G. (1990): Faziesinterpretation des Briloner Riffs mit Hilfe eines Faziesmodells für devonische Riffkarbonate. – Geol. Jb., **D 95**: 43 – 83, 5 Abb., 6 Taf.; Hannover.
- MALMSHEIMER, K. W.; FLAJS, G.; KOCH-FRÜCHTL, U. (1996): Middle Devonian Initial Reef-Facies from the Rhenish Schiefergebirge (Sauerland and Eifel), Western Ger-

- many. – In: REITNER, J.; NEUWEILER, F.; GUNKEL, F. [Hrsg.], Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution, research reports. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **Sonderbd. 2**: 371 – 374, 2 Abb.; Göttingen.
- MAY, A. (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **10**: 51 bis 84, 12 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- MAY, A. (1988): Fossilführung und Palökologie des lagunären Massenkalkes (Devon) im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **62**: 175 – 192, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- MAY, A. (1993): Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Palökologie von Korallenkalcken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **24**: 93 S., 3 Abb., 4 Tab., 12 Taf.; Münster/Westf.
- MAY, A. (1994): Paleoeology and paleobiogeography of corals and other reef-builders from the Middle Devonian of the Sauerland (Germany). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **172**: 147 – 159; Frankfurt/Main.
- MAY, A. (1997): Sind die devonischen Riffe des Sauerlandes mit heutigen Korallenriffen vergleichbar? – Dortmund. Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **31**: 127 bis 135, 2 Abb.; Dortmund.
- MAY, A. (2003): Die Fossilführung des Mitteldevons im Raum Attendorn-Olpe (West-Sauerland; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **60**: 47 – 79; Münster/Westf.
- MALMSHEIMER, K. W.; MENSINK, H.; STRITZKE, R. (1991): Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon. – Geol. u. Paläont. Westf., **18**: 67 – 83, 18 Abb.; Münster/Westf.
- MUCHOW, S. (1965): Über die Beziehung zwischen Flinzschichten und Massenkalk im Warsteiner Sattel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 723 – 730; Krefeld.
- SCHUDACK, M. (1993): Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereich des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **26**: 77 – 106; Münster/Westf.
- STÄDTER, T.; KOCH, R. (1987): Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung einer devonischen Karbonatfolge (Givet) am SW-Rand des Briloner Sattels. – Facies, **17**: 215 – 230, 5 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- STRITZKE, R. (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebiets (Ostsauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 75 – 106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STRITZKE, R. (1990): Die Karbonatsedimentation im Briloner Vorriffbereich. – Geol. Jb., **D 95**: 253 – 315, 9 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- WILDER, H. (1989): Neue Ergebnisse zum oberdevonischen Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Variscikums. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 57 – 74, 8 Abb., 5 Tab.; Krefeld.

Mitteldevon – Becken

- BACHMANN, M. (1965): Das Unter- und Mitteldevon im Latroper und Züscher Sattel zwischen Winterberg und Berleburg im südöstlichen Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 539 – 588, 13 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- EBERT, A. (1965): Das Untere Mitteldevon und der Bau des westlichen Ostsauerländer Hauptsattels. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 589 – 620; Krefeld.
- GWOSDZ, W.; KRÜGER, H. (1972): Meggener Schichten (Devon; Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). Zum geologischen Rahmen schichtgebundener Sulfid-Baryt-Lagerstätten, Nr. 2. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1972**: 85 – 94, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- KNIPPING, H.-D. (1955): Das untere Mitteldevon des Rothaargebirges südlich von Winterberg. – Decheniana, **108**: 17 – 43; Bonn.
- LANGENSTRASSEN, F. (1972): Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Schmallenberg und Girkhausen). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **12**: 106 S.; Göttingen.
- MEYER, K. (1962): Das Untere Mitteldevon zwischen Winterberg und Wiemeringhausen im östlichen Sauerland. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **114**: 273 – 290; Stuttgart.
- SALAMON, M. (2001): Olisthostrome und Rifting – Givetium im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Diss. Univ. Marburg: 221 S., 61 Abb., 14 Tab., 8 Taf., Aufschlussverz. im Anh.; Marburg/Lahn. – [unveröff.]
- SCHMIDT, W. E. (1914): *Cultrijugatus*-Zone und Unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **33**: 265 – 318; Berlin.
- SCHUBERT, M. (1996): Die dysaerobe Biofazies der Wisenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **68**: 131 S.; Göttingen.
- SPEITZEN, E. (1982): Der Nensten-Quarzit, ein turbiditisches Beckensediment im oberen Mitteldevon des Ostsauer-

- landes (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 37 – 65, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- STEUERWALD, K. (1996): Die Bruchhauser Steine – ein Denkmal mit Vergangenheit. – Geol. Jb., **44**: 53 – 53, 1 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1933): Das Devon im Gebiet der oberen Lenne. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **151**: 70 S., 10 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- ## Mitteldevon – Vulkanite
- HENTSCHEL, H. (1951): Über die Tuffnatur der Schalesteine. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **2**: 122 – 137; Wiesbaden.
- LORSON, M. (1988): Der initiale spilitische Magmatismus im Devon der Briloner Scholle, auf dem NW-Flügel des Ostsauerländer Hauptsattels und im Messinghäuser Sattel (Hauptgrünstein des nordöstlichen Sauerlandes). – Clausthaler geowiss. Diss., **30**: 240 S., 52 Abb., 31 Tab., 9 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- NESBOR, H. D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 145 – 182; Wiesbaden.
- RIPPEL, G. (1954): Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. – Geol. Jb., **68**: 401 – 456; Hannover.
- SCHERP, A. (1968): Über die Diabase im Ostsauerländer Hauptsattel und ihre Borsilikat-Mineralisation. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 285 – 296, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- STEUERWALD, K. (1993): Die Willinger Konglomerat-Tuffit-Folge – eine neue lithostratigraphische Zeitmarke im Mitteldevon des Ostsauerlandes. – Nachr. dt. geol. Ges., **50**: 110 – 111; Hannover.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanenaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **34**: 250 S., 96 Abb., 17 Tab., 11 Taf.; Bochum.
- VENZLAFF, H. (1956): Das geologische Bild des Hauptgrünsteinzuges im nordöstlichen Sauerland. – Geol. Jb., **72**: 241 – 293, 9 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- Berliner geowiss. Abh., **E 3**: 3 – 41, 5 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BECKER, R. T. (1993): Stratigraphische Gliederung und Ammonoiten-Faunen im Nehdenium (Oberdevon II) von Europa und Nord-Afrika. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **155**: IV + 405 S., 98 Abb., 11 Tab., 26 Taf.; Frankfurt/Main.
- BECKER, T.; BLESS, M. J. M.; BRAUCKMANN, C.; FRIMAN, L.; HIGGS, K.; KEUPP, H.; KORN, D.; LANGER, W.; PAPROTH, E.; RACHEBOEUF, P.; STOPPEL, D.; STREEL, M.; ZAKOWA, H. (1984): Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **67**: 181 – 191, 6 Abb., 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- BECKER, R. T.; SCHREIBER, G. (1994): Zur Trilobiten-Stratigraphie im Letmather Fammenium (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Berliner geowiss. Mitt., **E 13**: 369 – 387, 2 Taf.; Berlin.
- BOTTKE, H. (1962): Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes und seine Beziehungen zur Stratigraphie und Fazies des oberen Givets und der Adorf-Stufe. – Roemeriana, **6**: 17 – 86, 13 Abb., 6 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **62**: 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Wiesbaden.
- CLAUSEN, C.-D. (1972): Geologie der Cephalopodenkalk-Sattelaufbrüche und ihrer Hülsedimente in der Attendorf-Elssper Doppelmulde (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **140** (2): 146 – 184; 16 Abb., 3. Tab., Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D.; KORN, D. (2008): Höheres Mitteldevon und Oberdevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges (mit Velberter Sattel und Kellerwald). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**: 439 – 481; Hannover.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K.; ZIEGLER, W. (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 161 – 226, 27 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- DVORÁK, J. (1985): The Red Shales of the Upper Devonian in the Rhenish Slate Mountains. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1985** (6): 329 – 339, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

- EINSELE, G. (1963): Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen Oberdevon (Famenne). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **43**: 1 – 60, 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FRANKE, W.; PAUL, J. (1980): Pelagic redbeds in the Devonian of Germany – deposition and diagenesis. – Sedim. Geol., **25**: 231 – 256; Amsterdam.
- GEREKE, M. (2007): Die oberdevonische Kellwasser-Krise in der Beckenfazies von Rhenohercynikum und Saxothuringikum (spätes Frasnium, frühestes Famennium, Deutschland). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **17**: 228 S., 49 Abb., 27 Taf., Köln. – [zugl. Diss. Univ. Marburg]
- GWOSDZ, W. (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorn-Elsper Riffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **A 2**: 71 S., 23 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- KOCH, M.; LEUTERITZ, K.; ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurfarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679 – 732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- KULLMANN, J.; ZIEGLER, W. (1970): Conodonten und Goniatiten von der Grenze Mittel-/Oberdevon aus dem Profil am Martenberg (Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – Geol. et Palaeont., **4**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Marburg/Lahn.
- LEUTERITZ, K. (1968): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1968** (4): 204 – 215, 4 Abb.; Stuttgart.
- PIECHA, M. (1993): Stratigraphie, Fazies und Sedimentpetrographie der rhythmisch und zyklisch abgelagerten, tiefoberdevonischen Beckensedimente im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Adorf-Bänderschiefer). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **163**: 151 S., 75 Abb., 6 Tab., 22 Taf.; Frankfurt/Main.
- RIBBERT, K.-H. (2002): Lithostratigraphic subdivision of Famennian strata in the type region of the German Oberdevon-„Stufen“ and adjacent areas – In: NIEBUHR, B. [Hrsg.] GEO 2002 / Planet Erde – Vergangenheit, Entwicklung, Zukunft : 1. – 5. Oktober 2002 in Würzburg, Gemeinschaftstagung von 13 geowissenschaftlichen Gesellschaften in der Bundesrepublik Deutschland an der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg. – Programm und Kurzfassungen.
- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasnium-Stufe, Ober-Devon). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **46**: 115 S.; Göttingen.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ost-rheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **77**: 226 – 234, 3 Abb.; Berlin.

Unterkarbon

- AMLER, M. R. W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geol. Abh. Hessen, **88**: 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden.
- BRAUN, A. (1990): Radiolarien aus dem Unterkarbon Deutschlands. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **133**: 177 S., 66 Abb., 17 Taf.; Frankfurt/Main.
- BRAUN, A.; GURSKY, H.-J. (1991): Kieselige Sedimentgesteine des Unterkarbons im Rhenohercynikum – eine Bestandsaufnahme. – Geol. et Palaeont., **25**: 57 – 77, 2 Abb., 2 Tab.; Marburg/Lahn.
- CLAUS, R. (1927): Die Elsoffer Kulm-Mulde. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Petrographie des Unterkarbons am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 235 – 279, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K.; ZIEGLER, W. (1989), mit Beitr. von KORN, D.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 161 – 226, 27 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- DEHMER, J.; HENTSCHEL, G.; HORN, M.; KUBANEK, F.; NÖLTNER, T.; RIEKEN, R.; WOLF, M.; ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieseliefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie – Petrographie – Geochemie. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 79 – 138, 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.
- DENEKE, E. (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **105**: 75 – 97, 3 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- FIGGE, K. (1968): A goniatite fauna from the Viséan/Namurian boundary. – Palaeontology, **11** (2): 264 – 274, 2 Abb., 2 Taf.; London.
- GURSKY, H.-J. (1997): Die Kieselgesteine des Unterkarbons im Rhenohercynikum – Sedimentologie, Petrographie, Geochemie und Paläozoozoographie. – Geol. Abh. Hessen, **100**: 117 S., 29 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden.

- HELMKAMPF, K. (1969): Zur Sedimentpetrographie und Stratonomie des Westenfelder Kohlenkalks (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 473 – 528, 14 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- HOSS, H. (1957): Untersuchung über die Petrographie kullmischer Kieselschiefer. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **6**: 59 – 88, 13 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- KORN, D. (1988): Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. u. Paläont. Westf., **11**: 291 S., 88 Abb., 60 Taf.; Münster/Westf.
- KORN, D. (1996): Revision of Rhenish Late Viséan goniatite stratigraphy. – Ann. Soc. géol. Belg., Mém., **117** (1): 129 – 139, 3 Abb.; Liège.
- KORN, D. (2002): Faziesbereiche im Unterkarbon am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Exk.-Führer, Tag. Subkommission Karbon-Stratigraphie in der DUGW in Warstein: 26 S.; Tübingen. – [unveröff.]
- KORN, D. (2003): Die Formationen der Kulm-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge. – In: AMLER, M. R. W.; GEREKE, M.: Karbon-Korrelationstabelle (KKT). – Senckenb. lethaea, **83** (1/2): 236 – 242; Frankfurt/Main.
- KORN, D. (2008): Early Carboniferous (Mississippian) calciturbidites in the northern Rhenish Mountains (Germany). – Geol. J., **43**: 151 – 173; Chicago.
- KORN, D. (2010): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Kulm succession in the Rhenish Mountains. – Z. dt. Ges. Geowiss., **161** (4): 431 – 453; Stuttgart.
- KULICK, J. (1960): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 243 – 288, 11 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MEISCHNER, K.-D. (1962): Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa/Eder. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **39**: 1 – 47, 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Wiesbaden.
- MESTERMANN, B. (1998): Mikrofazies, Paläogeographie und Eventgenese des crenistria-Horizontes (Obervisé, Rhenohercynikum). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **2**: 77 S., 14 Abb., 8 Taf.; Köln.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. Geol. Jb., **53**: 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf.; Hannover.
- PAPROTH, E. (1953): Eine Kohlenkalkfauna aus dem Kulm-konglomerat von Frankenberg an der Eder. – Paläont. Z., **27**: 169 – 207; Stuttgart.
- RUPPRECHT, L. (1936): Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerlande. – Jb. preuß. geol. L.- Anst., **57**: 238 – 283, 18 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1942): Nach Goniatiten gegliederte Profile im sauerländischen Kulm. – Decheniana, **101**: 49 – 63; Bonn.
- SCHRADER, St. (2000): Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variscischen Vorlandbeckens : Fazies- und Beckenanalyse im Rhenohercynischen Turbiditbecken (Spätes Viséum, cd III). – Kölner Forum Geol. u. Paläont., **5**: 104 S., 56 Abb., 3 Tab.; Köln.
- STOPPEL, D.; KORN, D.; AMLER, M. R. W. (2006): Der Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges und das zentrale Sauerland. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 330 – 357, 12 Abb.; Hannover.
- WITTEN, W. (1979): Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Abh. Hessen, **80**: 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf.; Wiesbaden.

Oberkarbon

- DROZDZEWSKI, G. (2005): Zur sedimentären Entwicklung des Subvariscikums im Namurium und Westfalium Nordwestdeutschlands. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland V. Das Oberkarbon (Pennsylvanum) in Deutschland: – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 271 – 320; Frankfurt/Main.
- HENNINGSSEN, D. (1984): Der Übergang von den Kulm-Grauwacken zu den Oberkarbon-Sandsteinen im Nordosten des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **135** (2): 551 – 556, 2 Tab.; Hannover.
- KÜHNE, F. (1934): Die Gliederung des Flözleeren. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., Sitz.-Ber., **(C) 1932/1933**: 42 – 50, 2 Tab.; Bonn.
- MENNING, M.; WEYER, D.; DROZDZEWSKI, G.; AMEROM, H. W. J. VAN; WENDT, I. (2000): A Carboniferous time scale 2000: Discussion and use of geological parameters as time indicators from Central and Western Europe. – Geol. Jb., **A 156**: 3 – 44, 7 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- SCHÄFER, A.; DROZDZEWSKI, G.; SÜSS, M. P. (2002): Das Variscische Vorlandbecken : das Aachener Kohlerevier und Ruhr-Kohlerevier als geologische Fallstudie eines Ablagerungsraumes im Oberkarbon. – In: BUSCH, B. [Hrsg.]: Erde: 116 – 125, 7 Abb.; Köln (Wienand).

- SÜSS, M. P.; DROZDZEWSKI, G.; SCHÄFER, A. (2000): Sequenzstratigraphie des kohleführenden Oberkarbons im Ruhr-Becken. – Geol. Jb., **A 156**: 45 – 106, 31 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- WACHENDORF, H. (1965): Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – Geol. Jb., **82**: 705 bis 754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- WREDE, V. (2005) mit einem Beitr. von RIBBERT, K.-H.: Das Oberkarbon (Silesium) am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland V. Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland: – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 225 – 254, 3 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- ## Perm bis Kreide
- BECKER, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen. Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese. – Geol. Abh. Hessen, **109**: 231 S.; Wiesbaden.
- CLAUSEN, C.-D. (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, **Sonderbd. 29**: 113 – 124, 4 Abb.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D.; GREBE, H.; LEUTERITZ, K.; WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978** (10): 577 – 589, 5 Abb.; Stuttgart.
- DERSCH-HANSMANN, M.; LEPPER, J.; RAMBOW, D.; TIETZE, K.-W.; WENZEL, B. (2013): Der Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **69**: 385 – 419; Hannover.
- GREBE, H. (1982): Die unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 2. Die Mikrosporen-Assoziation, Altersaussage und Versuch eines Vegetationsbildes. – Geol. et Paleont., **16**: 243 – 258, 1 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Marburg/Lahn.
- HAUSCHKE, N.; WILDE, V. [Hrsg.] (1999): Trias. Eine ganz andere Welt. – 647 S., zahlr. Abb. u. Tab.; München (Dr. Friedrich Pfeil).
- HEITFELD, K.-H. (1956): Die roten Schichten von Menden (Mendener Konglomerat). – Z. dt. geol. Ges., **106**: 387 – 401; Hannover.
- HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtgvor und Essen-tho. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **105**: 79 – 112, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HISS, M. (1982): Cenoman-Transgression und kleinräumige Faziesänderungen der Transgressions-sedimente am Beispiel des Geologischen Gartens in Bochum und der Steinbrüche bei Frömern (Westfalen). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **57**: 137 – 162, 11 Abb.; Münster/Westf.
- HISS, M.; SPEETZEN, E. (1986): Transgressions-sedimente des Mittel- bis Oberalb am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1986** (11): 648 – 670, 9 Abb.; Stuttgart.
- HUCKRIEDE, M. (1982), mit Beitr. von FEIST, M.: Die unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 1. Geologische, paläozoologische Befunde und Datierung. – Geol. et Palaeont., **16**: 183 – 242, 19 Taf.; Marburg/Lahn.
- HUG, N. (2004): Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke. – Geol. Abh. Hessen, **113**: 237 S.; Wiesbaden.
- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden: Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **1**: 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.; Münster/Westf.
- KOWALCZYK, G.; HERBST, A. (2012), mit Beitr. von HEGGEMANN, H.: Rotliegend in den Hessischen Senken. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **61**: 378 – 417; Hannover.
- LANSER, K.-P.; HEIMHOFER, U. (2015): Evidence of theropod dinosaurs in a Lower Cretaceous karst filling in the northern Sauerland (Rhenish Massif, Germany). – Paläont. Z., **89**: 79 – 94; Berlin, Heidelberg.
- MEIBURG, P. (1979): Kreide-Transgression und Paläokarst im Gebiet der Warsteiner Karbonat-Plattform (Westfalen). – In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas. – IUGS Ser., (**A**) **6**: 363 – 384, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- OEKENTORP, K. (1984): Die Saurierfundstelle Brilon-Nehden (Rheinisches Schiefergebirge) und das Alter der Verkarstung. – Kölner geogr. Arb., **45**: 293 – 315, 3 Abb., 3 Fotos; Köln.
- SCHUDACK, M. (1987): Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden

- (NE-Sauerland). – Geol. u. Paläont. Westf., **10**: 7 – 44, 10 Abb., 4 Taf.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E.; EL-ARNAUTI, A.; KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basis-schichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **145**: 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- ### Tertiär und Quartär
- AHRWEILER, R.; CLAUSEN, C.-D. (1995): Geologie, Karst und Höhlen in der Attendorn-Elsper Doppelmulde. – Speläolog. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1994**: 54 – 59, 5 Abb.; Iserlohn.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: IX + 192 S., 77 Abb., 14 Tab.; Anh. 39 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KÖRBER, H. (1956): Morphologie von Waldeck und Ost-sauerland. – Würzburger geogr. Arb., **3**: 155 S., 14 Abb., 4 Kt.; Würzburg.
- NICKE, H. (1989): Reliefanalyse des Rothaargebirges und seines siegerländisch-wittgensteinischen Umlandes. – Spieker, **33**: 33 – 43, 6 Abb.; Münster/Westf.
- NICKE, H. (1993): Reliefgenese des nordostrheinischen Schiefergebirges zwischen Rhein, Ruhr und Sieg. – Bonner geowiss. Schr., **6**: 382 S., 42 Abb., zahlr. Abb. im Anh.; Bonn.
- NIGGEMANN, S. (1998): Höhlen und Karstgebiete in West-falen und dem Bergischen Land. – Speläolog. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1997**: 11 – 15; Iserlohn.
- REHAGEN, H.-W.; WIRTH, W. (1978): Ein pleistozänes Terrassenprofil bei Imhausen im mittleren Siegtal. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 85 – 102; 6 Abb.; Krefeld.
- SCHÄFER, P.; SCHINDLER, TH.; HOTTENROTT, M.; WUTTKE, M. (2011): Westerwald. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**: 355 bis 375; Hannover.
- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. – Bochumer geogr. Arb., **22**: 156 S., 24 Abb., 17 Tab., 1 Kte.; Paderborn.
- THOME, K. N. (2001): Jüngere Erdgeschichte des nördlichen Sauerlandes und des südlichen Münsterlandes im Rahmen einer Exkursion. – Decheniana, **154**: 181 bis 209; Bonn.
- WENZENS, G. (1974): Eine oligozäne Dolinenfüllung in der Iserlohner Kalksenke. – Erdkunde, **28**: 138 – 140, 2 Abb.; Bonn.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 403 – 420; Krefeld.
- WIRTH, W. (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 577 – 588; Krefeld.
- WIRTH, W. (1978): Zum Problem der Genese und der Einstufung pleistozäner Flußterrassen im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges: – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 65 – 83, 5 Abb.; Krefeld.
- ZAPP, R. (2003): Analyse und Bilanzierung der quartären Tektonik des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges unter Bezug auf die Raumlage der jüngeren Hauptterrasse. – Bonner Geowiss. Schr., **30**: VI + 207 S., 73 Abb., 6 Tab., 5 Taf., 4 Kt.; Nümbrecht-Elsenroth.
- ### Was bringt die Zukunft?
- DANSGAARD, W.; JOHNSOHN, S. J. (1969): A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. – J. Glaciol., **8**: 215 – 223.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1995): Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. – 224 S., 58 Abb., 16 Tab.; Berlin (Springer).
- ### Karst
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. – 292 S., 160 Abb., 12 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- DREYBRODT, W. (1988): Processes in Karst Systems – Physics, Chemistry, and Geology. – 288 S., 184 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo (Springer).
- EK, C.; PFEFFER, K.-H. (1984): Le Karst Belge : Karstphänomene in Nordrhein-Westfalen. – Kölner geogr. Arb., **45**: VI + 584 S., 171 Abb., 23 Tab.; Köln.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1992): Der Malachitdom : Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland: 304 S., 136 Abb., 21 Tab. 16 Taf., 1 Kt.; Krefeld.
- HAMMERSCHMIDT, E. [Hrsg.] (1995) mit Beitr. von NIGGEMANN, S.; GREBE, W.; OELZE, R.; BRIX, M. R.; RICHTER, D. K.: Hö-

- len in Iserlohn. – Schr. Karst- u. Höhlenkde. Westf., **1**: 153 S., 128 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Iserlohn.
- KOCH, M.; MICHEL, G.; SCHRÖTER, H. (1974): Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalk-Gebietes (Nordöstl. Sauerland). – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., **20**: 195 – 214; Krefeld.
- LOTZE, F. [Hrsg.] (1961): Karst und Höhlen in Westfalen und im Bergischen Land. – Jh. Karst- u. Höhlenkde., **2**: 297 S., zahlr. Abb.; München.
- MEIBURG, P.; STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluss, **Sonderbd. 29**: 143 – 178, 24 Abb.; Heidelberg.
- MORLO, H. (2003): Drakenhöhlen und Weiße Kuhle. Die Höhlen im Marsberger Zechstein. – 160 S., 81 Abb.; Münster/Westf.
- NIGGEMANN, S.; VOIGT, S.; WEBER, H.-W.; WREDE, V. (2007): Karst und Höhlen im Ruhrgebiet. – GeoPark-Themen, **3**: 28 S.; Essen.
- NIGGEMANN, S.; WEBER, H.-W. (1995): Karst und Geologie der Iserlohner Kalksenke. – Speläolog. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1994**: 14 – 22, 8 Abb.; Iserlohn.
- OELE, R.; ROSENDAHL, W.; WREDE, V. (1995): Ausgewählte Karsterscheinungen im Sauerland: Ostenberghöhle, Fossilfundstelle Brilon-Nehden und Höhlensystem Malachitdom-Kreiselhalle. – Speläolog. Jb. Ver. Höhlenkde. Westf., **1994**: 44 – 49, 7 Abb.; Iserlohn.
- ULMKE, G. (1994): Die Schauhöhlen des Sauerlandes – ein Beitrag zur Fremdenverkehrsgeographie. – Antberg, Beih., **1**: 115 S., 7 Tab., 11 Diagr., 19 Ktn.; Hemer.
- Verband der Dt. Höhlen- und Karstforscher e. V. [Hrsg.] (1983): Beiträge zur Karst- und Höhlenforschung in Westfalen. – Karst u. Höhle, **1982/83**: 217 S., 133 Abb., 23 Tab., 40 Taf., 3 Kt.; München.
- Verband der Dt. Höhlen- und Karstforscher e. V. [Hrsg.] (1995): Beiträge zur Karst- und Höhlenforschung in der Attendorn-Elsper Doppelmulde. – Karst u. Höhle, **1991/92**: 226 S., 141 Abb., 3 Tab.; München.
- WREDE, V.; DROZDZEWSKI, G. (2010): Phénomènes karstiques crétacés dans le nord du Massif shisteux rhéan. – Kreidezeitliche Karsterscheinungen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Stalactite, **60** (2): 17 – 24, 14 Abb.; La Chaux-de-Fonds.
- BAALES, M. (1996): Umwelt und Jagdökonomie der Ahrensburger Rentierjäger im Mittelgebirge. – Monographien des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, **38**: 376 S.; Mainz, Bonn.
- BAALES, M. (2005): Ein kurzer Gang durch die älteste Geschichte Westfalens. – Archäologie in Ostwestfalen, **9**: 10 – 37; Bielefeld.
- BAALES, M.; BLANK, R.; CICHY, E. (2010): Von der Steinzeit bis zur Römischen Kaiserzeit. Eine Zeitreise durch die Besiedlungsgeschichte im Raum Hagen. – In: BAALES, M.; BLANK, R.; ORSCHIEDT, J. [Hrsg.]: Archäologie in Hagen. Eine Geschichtslandschaft wird erforscht: 45 – 88; Essen.
- BAALES, M.; BLANK, R.; CICHY, E.; ORSCHIEDT, J. (2010): Archäologie des Zweiten Weltkriegs. Flugzeugabstürze in Hagen. – In: BAALES, M.; BLANK, R.; ORSCHIEDT, J. [Hrsg.]: Archäologie in Hagen. Eine Geschichtslandschaft wird erforscht: 169 – 191; Essen.
- BAALES, M.; CICHY, E.; SCHUBERT, A. H. (2007): Archäologie in Südwestfalen. Jubiläumssheft zum 25-jährigen Bestehen der Außenstelle Olpe der LWL-Archäologie für Westfalen: 75 S., 102 Abb.; Münster/Westf.
- BAALES, M.; CICHY, E.; ZEILER, M. [Hrsg.] (2017): 35 Jahre Außenstelle Olpe der LWL-Archäologie für Westfalen und der Archäologische Kenntnisstand im Kreis Olpe. Broschüre zum 200jährigen Jubiläum des Kreises Olpe (im Druck).
- BAALES, M.; KINDLER, L. (2005): Archäologie in südwestfälischen Höhlen – Alte und neue Ergebnisse. – Archäologisches Nachrichtenblatt, **10**: 418 – 424; Berlin.
- BAALES, M.; KOCH, I. (2010): Die letzten Jäger und Sammler Südwestfalens – das Spätmesolithikum von Netphen, Kreis Siegen-Wittgenstein, Regierungsbezirk Arnsberg. – Archäol. Westf.-Lippe, **2009**: 27 – 30; Langenweißbach.
- BAALES, M.; KOCH, I.; NOWAK, K. (2013): Zur mittelneolithischen Landschaftsnutzung im Siegerland (Südwestfalen). – Bonner Jb., **212**: 19 – 34; Köln.
- BAALES, M.; KOCH, I. (2014): Notizen aus der Provinz. Mesolithische Neufunde aus dem Siegerland (südliches Westfalen). – Erlanger Studien prähist. Archäol., **1**: 19 – 41; Erlangen. – [Gedenkschrift für Wolfgang Weißmüller]
- BAALES, M.; KOCH, I.; NOWAK, K.; ZEILER, M. (2014): Spur der Steine – erste Bauern im Siegerland. – Archäol. Westf.-Lippe **5/2013**: 49 – 53, Langenweißbach.
- BAALES, M.; POLLMANN, H.-O.; STAPEL, B. (2013): Westfalen in der Alt- und Mittelsteinzeit: 252 S., 293 Abb., Münster/Westf.

Ur- und Frühgeschichte

- AEISSEN, M. (2013): Erste merowingerzeitliche Siedlung im Sauerland bei Balve-Garbeck. – Archäol. Westf.-Lippe, **2012**: 70 – 72; Langenweißbach.

- BÉRENGER, D. (1997): Die eisenzeitlichen Burgen Westfalens. – In: Hinter Schloss und Riegel. Burgen und Befestigungen in Westfalen: 51 – 76; Bönen.
- BÉRENGER, D. (1999): Ätereisenzeitliche Burgen in Westfalen? – In: JOCKENHÖVEL, A. [Hrsg.]: Ätereisenzeitliches Befestigungswesen zwischen Maas/Mosel und Elbe. – Veröff. Altertumskommission Westf., **XI**: 99 – 110; Münster/Westf.
- BLEICHER, W. (1991): Die Bedeutung der eisenzeitlichen Höhlenfunde des Hönnetales. Ein Beitrag zur Ur- und Frühgeschichte des nördlichen Sauerlandes. – Alternaer Beiträge, **19**: 354 S., zahlreiche Abb., Altena.
- BODE, M.; HAUPTMANN, A.; MEZGER, K. (2007): Rekonstruktion frühkaiserzeitlicher Bleiproduktion in Germanien: Synergie von Archäologie und Materialwissenschaften. – In: MELZER, W., CAPELLE, T. [Hrsg.]: Bleibergbau und Bleiverarbeitung während der römischen Kaiserzeit im rechtsrheinischen Barbaricum. – Soester Beitr. Archäol., **8**: 105 – 123; Soest.
- BÜLKA, K.; CICHY, E.; ENGLERT, J. (2013): Siedlungskammer Hagen-Herbeck – Ergebnisse der Untersuchungen von 2011 bis 2012. – Archäol. Westf.-Lippe, **2012**: 179 bis 181; Langenweißbach.
- BUNNEFELD, J.-H. (2012): Die Lanzenspitzen in Westfalen. – In: LAUX, F.: Die Lanzenspitzen in Niedersachsen. – Prähistorische Bronzefunde V, **4**: 125 – 168, Stuttgart.
- BUNNEFELD, J.-H. (2014): Die bronzezeitlichen Schwerter in Westfalen. – Ausgrabungen u. Funde Westf.-Lippe, **12**: 5 – 58; Münster/Westf.
- CAPELLE, T. (2010): Wallburgen in Westfalen-Lippe. – Frühe Burgen in Westfalen, **Sonderbd. 1**: 44 Abb.; Münster/Westf.
- CICHY, E. (2007): Ein Grabhügel aus Sundern-Allendorf. – Sauerland, **2/2007**: 76 – 78; Meschede.
- CICHY, E. (2009): Neues aus dem „Römerlager“ Kneblinghausen. Nach 70 Jahren Pause wurde in der Befestigungsanlage erstmals wieder gegraben. – Jb. Westf., N. F., **63**: 139 – 141; Münster/Westf.
- CICHY, E. (2011): Ein spätbronzezeitliches Tüllenbeil von Marsberg-Giershagen. – Archäol. Westf.-Lippe, **2010**: 48 – 50; Langenweißbach.
- CICHY, E. (2011): Die eisenzeitliche Befestigung „In den Gleiern“ bei Balve. – Archäol. Westf.-Lippe, **2010**: 72 – 75; Langenweißbach.
- CICHY, E. (2012): Neues aus dem Hölleloch bei Brilon-Rösenbeck. – Archäol. Westf.-Lippe, **2011**: 67 – 69; Langenweißbach.
- CICHY, E. (2012): Mauern und Scherben – erste eindeutige archäologische Hinweise auf den frühmittelalterlichen Königshof in Lennestadt-Elspe, Südsauerland. – Heimatstimmen aus dem Kreis Olpe, **4/2012**: 371 – 380; Olpe.
- CICHY, E. (2013): Die Eresburg, Marsberg-Obermarsberg, Hochsauerlandkreis. – Frühe Burgen in Westfalen, **36**: 40 S., 20 Abb.; Münster/Westf.
- CICHY, E. (2015): Eine ungewöhnliche Befestigung der vorrömischen Eisenzeit auf dem Höhenrücken »In den Gleiern« bei Balve. – Ausgrabungen und Funde in Westfalen-Lippe, **12**: 167 – 199, Darmstadt.
- CICHY, E.; BAALES, M.; BÉRENGER, D.; FARNÍE LOBENSTEINER, C.; GRÜNEWALD, CH.; ILSCH, P. (2010): Westfalen: Feindliche Übernahme durch den keltischen Süden? – In: OTTEN, T.; HELLENKÄMPER, H.; KUNOW, J.; RIND, M. M. [Hrsg.]: Fundgeschichten – Archäologie in Nordrhein-Westfalen. – Schr. Bodendenkmalpflege NRW, **9**: 97 – 99; Mainz.
- GAFFREY, J.; CICHY, E.; ZEILER, M. (2015): Westfalen in der Eisenzeit: 264 S, 355 Abb.; Münster/Westf.
- GARNER, J. (2011): Der latènezeitliche Verhüttungsplatz in Siegen-Niederschelden „Wartestraße“. – Metalla, **17** (1/2): 147 S.; Bochum.
- GARNER, J.; MENIC, S.; STÖLLNER, T.; ZEILER, M. (2013): Forschungen zur eisenzeitlichen Produktion und Distribution von Stahl aus dem Siegerland. – Archäol. Westf.-Lippe, **2012**: 53 – 57; Langenweißbach.
- GOLZE, R. (2013): Der Bergbau in Müsen. – In: Altenberg und Stahlberg e.V. [Hrsg.]: Tagungsband 16. Internationaler Bergbau- & Montanhistorik-Workshop Müsen im Siegerland/NRW/D 28. Mai bis 1. Juni 2013: 11 bis 50, Clausthal-Zellerfeld.
- GOMOLAKOVA, L.; ORSCHIEDT, J.; CICHY, E. (2012): Menschliche Skelettreste aus der Weißen Kuhle bei Marsberg. – Archäol. Westf.-Lippe, **2011**: 179 – 181; Langenweißbach.
- GRÜNEWALD, C.; BÉRENGER, D. [Hrsg.] (2008): Westfalen in der Bronzezeit. – 180 S.; Mainz u. Münster/Westf.
- HANEL, N.; ROTHENHÖFER, P. (2005): Germanisches Blei für Rom. Zur Rolle des römischen Bergbaus im rechtsrheinischen Germanien im frühen Prinzipat. – Germania, **83**: 53 – 65. Berlin.
- HEIDINGER, A. H. (1988): Das eisenzeitliche Gräberfeld von Birkefehl, Gemeinde Erndtebrück, Kr. Siegen-Wittgenstein. – Ausgrabungen u. Funde Westf.-Lippe, **5** (1987): 121 – 177; Mainz.
- HÖMBERG, P. R. (1975): Vor- und frühgeschichtliche Wallburgen im Arnberger Raum. – In: Arnberger Heimat-

- bund [Hrsg.]: Vor- und Frühgeschichte des Arnberger Raumes. – Städtekl. Sch.-R. über die Stadt Arnberg, **1975**: 19 – 56, Arnberg.
- HÖMBERG, P. R. (1990): Zur vor- und frühgeschichtlichen Erforschung des westfälischen Mittelgebirges. – Kölner Jb., **23**: 635 – 641; Berlin.
- HÖMBERG, P. R.; SCHUBERT, A. H. (1993): Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland 25. Der Kreis Siegen-Wittgenstein: 165 S.; Stuttgart.
- HORN, H. G. (Hrsg.), (2006) Neandertaler + Co. Eiszeitjägern auf der Spur – Streifzüge durch die Urgeschichte Nordrhein-Westfalens. – Führer archäol. Denk. Rhld., **4**: 33 S., 175 Abb.; Mainz.
- HÜLSKE, T.; NIEMEYER, J.; POLENZ, H. (1991): Höhlen. Wohn- und Kultstätten des frühen Menschen im Sauerland: 72 S.; Münster/Westf.
- JOCKENHÖVEL, A. [Hrsg.] (2013): Mittelalterliche Eisengewinnung im Märkischen Sauerland. Archäometallurgische Untersuchungen zu den Anfängen der Hochofentechnologie in Europa: 420 S., 346 Abb., 10 Tab., Rahden/Westf.
- JÖRIS, O. (2004): Zur chronostratigraphischen Stellung der spätmittelpaläolithischen Keilmessergruppen. – Bericht der Römisch-Germanischen Kommission, **84** (2003): 49 – 153; Frankfurt/Main.
- KINDLER, L. (2012): Die Rolle von Raubtieren bei der Einnischung und Subsistenz jungpleistozäner Neandertaler. Archäozoologie und Taphonomie der mittelpaläolithischen Fauna aus der Balver Höhle (Westfalen). – Monographien des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz, **99**: 286 S.; Mainz.
- LÖFFLER, I.; BODE, M. (2013): Zwei neolithische Kupferfunde aus Iserlohn und der Bilsteinhöhle. – Archäol. Westf.-Lippe, **2012**: 201 – 204; Langenweißbach.
- LUKANOW, S. (1988): Fundchronik Hochsauerlandkreis 1948 bis 1980. – Ausgrabungen und Funde in Westfalen-Lippe, Beih. **1**: 66 S.; Münster/Westf.
- ORSCHIEDT, J.; GEHLEN, B.; SCHÖN, W.; GRÖNING, F. (2010): Die Blätterhöhle in Hagen – Höhlenfunde in Westfalen: Eine Zwischenbilanz. – In: BAALES, M.; BLANK, R.; ORSCHIEDT, J. [Hrsg.]: Archäologie in Hagen. Eine Geschichtslandschaft wird erforscht: 126 – 149; Essen.
- ORSCHIEDT, J.; GEHLEN, B.; SCHÖN, W.; GRÖNING, F. (2012): Menschenreste und Besiedlungsspuren – Meso- und Neolithikum aus der Blätterhöhle. – Archäol. Westf.-Lippe, **2011**: 32 – 36; Langenweißbach.
- ORSCHIEDT, J.; HEUCHEN, W.; BAALES, M. (2017): Grundlagenforschung zur Steinzeit in Nordrhein-Westfalen. Zehn Jahre Grabungen in und vor der Blätterhöhle in Hagen (Westfalen). – Archäologie in Deutschland (im Druck).
- PFEFFER, I. (2012): Das Blei der Germanen – Die Besiedlung der älteren römischen Kaiserzeit in Soest. – Soester Beitr. zur Arch., **12**: 327 S., 233 Abb.; Soest.
- PFEFFER, I. (2015): Ergebnisse der Auswertung von Geodaten in Südwestfalen. – Archäol. Westf.-Lippe, **2014**: 261 – 264; Darmstadt.
- PIRKE, P.; ZEILER, M.; PFNORR, S. (2015): Industriearchäologische Untersuchungen an der Kupferschmelzhütte Plettenberg. – Archäol. in Westf.-Lippe, **6/2014**: 269 bis 272; Langenweißbach.
- REININGHAUS, W.; KÖHNE, R. (2008): Berg-, Hütten- und Hammerwerke im Herzogtum Westfalen im Mittelalter und in der frühen Neuzeit. – Veröff. Histor. Kommission Westf. XXII A: / Geschichtliche Arbeiten zur westfälischen Landesforschung – Wirtschafts- und sozialgeschichtliche Gruppe, **18**: 637 S.; Münster/ Westf.
- ROTHENHÖFER, P. (2007): iam et plumbum excoquere docuimus? – Zum Phänomen der germanischen Bleiproduktion im nördlichen Sauerland während der römischen Kaiserzeit. – In: MELZER, W.; CAPELLE, T. [Hrsg.]: Bleibergbau und Bleiverarbeitung während der römischen Kaiserzeit im rechtsrheinischen Barbaricum. – Soester Beitr. Archäol., **8**: 47 – 55; Soest.
- RUDNICK, B. (2008): Kneblinghausen, Gemeinde Rüthen, Kreis Soest. – Römerlager in Westfalen, **1**: 32 S.; Münster/Westf. – [2. überarb. Aufl. 2014]
- SCHUBERT, A. H. (2005): Der Wilzenberg – Machtzentrum oder Fliehburg? – In: HORN, H. G.; HELLENKEMPER, H.; ISENBERG, G.; KUNOW, J. [Hrsg.]: Von Anfang an. Archäologie in Nordrhein-Westfalen. – Schr. Bodendenkmalpfl. Nordrh.-Westf., **8**: 507 – 509; Mainz.
- SICHERL, B. (2007): Eisenzeitliche Befestigungen in Westfalen. Die Forschungen des vergangenen Jahrzehnts und Ansätze zu einer regionalen Gliederung. – In: MÖLLERS, S.; SCHLÜTER, W.; SIEVERS, S. [Hrsg.]: Keltische Einflüsse im nördlichen Mitteleuropa während der mittleren und jüngeren vorrömischen Eisenzeit. Akten des Internationalen Kolloquiums in Osnabrück 2006. – Kolloquien zur Vor- und Frühgeschichte, **9**: 107 – 151; Bonn.
- STÖLLNER, T.; ZEILER, M. (2014): Smelting and forging during the La Tène period: Preliminary results of surveys and excavations in Siegerland region, Germany. – In: PERNICKA, E.; SCHWAB, R. [Hrsg.]: Under the volcano. Proceedings of the International Symposium on the Metallurgy of the European Iron Age (SMEIA) held in

- Mannheim, Germany, 20-22 April: 91 – 102; Rahden/Westf.
- VERSE, F. (2006): Die Keramik der älteren Eisenzeit im Mittelgebirgsraum zwischen Rhein und Werra. – Münster-sche Beitr. ur- und frühgeschichtl. Archäol., **2**: 386 S.; Rahden/Westf.
- ZEILER, M. (2010): Montanarchäologische Forschungen im Siegerland. – Siegerl., **87**: 133 – 160; Siegen.
- ZEILER, M. (2013): Eine neue eisenzeitliche Höhenbefestigung in Westfalen – der Weilenscheid bei Lenne-stadt. – Archäol. Westf.-Lippe, **2012**: 50 – 52; Langen-weißbach.
- ZEILER, M. (2013): Latènezeitliche Eisenwirtschaft im Sie-gerland. Bericht über die montanarchäologischen For-schungen 2009-2011 – Metalla, **20/1**: 196 S., 128 Abb.; Bochum.
- ZEILER, N.; CICHY, E. (2016): Der Wilzenberg. – Frühe Burgen in Westfalen, **6**: 48 S., 33 Abb.; Münster/Westf.
- ZEILER, M.; CICHY, E.; BAALES, M. (2014): Die Vorrömische Eisenzeit in Südwestfalen – Eine Übersicht zum aktuellen Forschungsstand. – In: POLLMANN, O. [Hrsg.]: Archäologische Rückblicke. Festschrift für Daniel Bérenger. – Universitätsforschungen zur Prähistori-schen Archäologie, **254**: 91 – 125; Münster/Westf.
- ZEILER, M.; CICHY, E.; SIKORSKI, B. (2015): Auf der Spur der Massenhütte – erste Indizien zur frühen Hochofen-technologie im Siegerland. – Archäol. Westf.-Lippe, **6/2014**: 141 – 144; Langenweißbach.
- ZEILER, M.; GARNER, J.; GOLZE, R. (2017): Research on the High Medieval Copper (Non-Ferrous) Mining and Metallurgy in Northern Siegerland, Germany. – Metal-la **20/2**; Bochum (im Druck).
- ZEILER, M.; GOLZE, R. (2015): Montanarchäologische Unter-suchungen an der Grube Gottessegen am Kindels-berg, Kr. Siegen-Wittgenstein. – Ausgrabungen und Funde in Westfalen-Lippe, **12**: 355 – 381; Darmstadt.
- ZEILER, M.; JANSEN, M. (2015): Neufunde bronzezeitlicher Waffen aus Südwestfalen. – Archäol. Westf.-Lippe, **2014**: 57 – 60, Darmstadt.
- ZEILER, M.; KÖTZ, S.; BRIESKE, V. (2015): Die Stesser Burg – eine „neue“ Wallburg der späten Eisenzeit und des Frühmittelalters. – Archäol. Westf.-Lippe, **6/2014**: 210 – 213; Darmstadt.
- ZEILER, M.; STÖLLNER, T. (2012): Eisenzeitliche Montanregion Siegerland: Forschungen und Präsentation 2011. – Archäol. Westf.-Lippe, **2011**: 221 – 224; Langenweiß-bach.
- ## Lagerstätten
- BAUER, G.; EBERT, A.; HESEMAN, J.; KAMP, H. VON; MÜLLER, D.; PIETZNER, H.; PODUFAL, P.; SCHERP, A.; WELLMER, F.-W. (1979), mit Beitr. von ARNOLD, O.; ECKHARDT, H.; HERBST, F.; MIDERER, W.: Die Blei-Zink-Erzlagerstätte von Rams-beck und Umgebung. – Geol. Jb., **D 33**: 377 S.; Hannover.
- BEHR, H.; GERLER, J.; HEIN, U.; REUTEL, C. (1993): Tectonic brines und basement brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität. – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **58**: 3 – 28, 9 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Göttingen. – [Walliser-Festschrift]
- BIEKER, F.; LATTEK, K. (1992): Kilianstollen – Bergbau und Geologie in Marsberg. – In: Marsberger Heimatbund e. V. [Hrsg.]: 40 S., 32 Abb., 1 Kt.; Marsberg (Schulte).
- BOTTKE, H. (1936): Lagerstätten. – In: Erläuterungen zu Blatt Adorf. – Geol. Kt. Hessen <1: 25 000>, Erl., **4619**: 56 – 75, 5 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden. – [2. Aufl. 1979]
- BOTTKE, H. (1965): Die faziesgebundene Tektonik vulkani-scher Schwellen im ostrheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **55** (2): 666 – 698, 15 Abb.; Stuttgart.
- BOTTKE, H. (1981): Lagerstättenkunde des Eisens : Geoche-mie, Genese, Typengliederung, wirtschaftliche Be-deutung. – 202 S., 40 Abb., 88 Tab.; Essen (Glückauf).
- BRAUNS, C. M. (1995): Isotopenuntersuchungen an Erzen des Siegerlandes. – Diss. Univ. Gießen: 144 S., 59 Abb., 23 Tab.; Gießen.
- CLAUSEN, C.-D.; GREBE, H.; LEUTERITZ, K.; WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeu-tung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonat-plattform. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978** (10): 577 – 589, 5 Abb.; Stuttgart.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nord-rhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Kre-feld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festge-steinen in Nordrhein-Westfalen. – 163 S., 74 Abb., 10 Tab., 1 Anl.; Krefeld (Geol. Dienst NRW).
- EHRENBERG, H.; PILGER, A.; SCHRÖDER, F. (1954), m. Beitr. von GOEBEL, E.; WILD, K.: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). – Geol. Jb., Beih., **12**: 352 S., 147 Abb., 27 Tab., 29 Taf.; Hannover.
- FLICK, H.; NESBOR, H. D.; BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyro-clastic sequences – a case study on the Schalstein

- section at Gänsberg (Weilburg). – Geol. Rdsch., **79**: 401 – 415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HOMANN, W. (2011): Die Goldvorkommen im Variszischen Gebirge, Teil 4: Gold und Schwerminerale aus dem Eisenberg-Edergebiet und benachbarten Regionen des Ostrheinischen Schiefergebirges. – Dortmund. Beitr. Landeskd., Beih., **4**: 268 S.; Dortmund.
- JÄGER, B. (1998): Goldvorkommen im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – In: KIRNBAUER, TH. [Hrsg.]: Geologie und hydrothermale Mineralisation im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **Sonderbd. 1**: 193 ff.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, TH. (1998): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – 328 S.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, TH.; HUCKO, ST. (2011): Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland. – Aufschluss, **62**: 257 – 296, 40 Abb.; Heidelberg.
- PODUFAL, P. (1977): Die Dreislarer Barytgänge. – Fortschr. Mineral., **55** (2): 37 – 40; Stuttgart.
- PODUFAL, P. (1996): Die Geologie der Blei-Zink-Lagerstätte Ramsbeck im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – In: SENGER, M. [Hrsg.]: Bergbau im Sauerland: 51 – 62; Schmallenberg-Holthausen.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**: 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 12 Taf.; Braunschweig.
- SCHAEFFER, R. (1986): Geochemische Charakteristik und Genese der jungmesozoisch-tertiären Vererzung im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 337 – 381, 7 Abb., 11 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SCHAEFFER, R. (1990): Synsedimentär-stratiforme Pyriterze des Givets im Raum Brilon (Nordost-Sauerland; Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **D 95**: 183 – 209; Hannover.
- SCHAEFFER, R. (1998): Stratiforme Manganerze. – In: KIRNBAUER, TH. [Hrsg.]: Geologie und hydrothermale Mineralisation im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **Sonderbd. 1**: 131 – 136; Wiesbaden.
- SCHAEFFER, R.; HEIN, P. (1985): Der Kupfererzbergbau bei Marsberg im Sauerland. – Aufschluss, **36**: 105 – 116, 5 Abb.; Heidelberg.
- SCHWEINS, S. (1996): Nutzbare Gesteine im Sauerland. – In: Westfälisches Schieferbergbau-Museum [Hrsg.]: Bergbau im Sauerland: 43 – 50; Schmallenberg-Holthausen.
- WAGNER, TH.; JOCHUM, J.; SCHNEIDER, J. (1998): Syn- bis spätorogene Mineralisationen – Buntmetallerzgänge. – In: KIRNBAUER, TH. [Hrsg.]: Geologie und hydrothermale Mineralisation im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **Sonderbd. 1**: 136 – 145, 1 Abb.; Wiesbaden.
- WETTIG, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausthaler geol. Abh., **19**: 363 S.; Clausthal-Zellerfeld.

Hydrogeologie

- BANSE, E. (1948): Bericht über die Untersuchung zur Klärstellung der Hydrologie des Briloner Karstes. – VIII + 94 S., zahlr. Anl.; Bad Wildungen. – [unveröff. Mskr. – einzelne Abb. in: KOCH, M.; VOGEL, K. (1992), mit Beitr. von JUNG, K. D.; NIGGEMEIER, J.: Der Alme-Teich bei Brilon/Alme (Hochsauerlandkreis). – 28 S., 10 Abb., 7 Tab., 3 Taf., 1 Anl.; Brilon].
- BERGFELD, W. (1981): Vom ehemaligen Bergbau und Hüttenwesen in Werdohl. – Beitr. Heimat- u. Landeskd. Werdohl, **1981**: 143 – 154, 6 Abb.; Altena.
- BERGFELD, W. (1986): Werdohler sotten Salz. – Beitr. Heimat- u. Landeskd. Werdohl, **1986**: 146 – 147, 1 Abb.; Altena.
- CLAUSEN, C.-D. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; GRÜNHAGE, H.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4515 Hirschberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4515**: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; WEBER, P.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- Deutscher Heilbäderverband e. V.; Deutscher Tourismusverband e. V. [Hrsg.] (2005): Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen, 12. Aufl. – 83 S., 7 Tab.; Gütersloh (Flöttmann).
- FRICKE, K. (1967), unter Mitarb. von GRABERT, H.; ZIEGLER, W.: Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natrium-Chlorid-Wasser 1963. – Geol. Jb., **84**: 735 – 754, 5 Abb.; Hannover.
- FRIEDRICH, H. [Hrsg.] (2004): Struktur der Wasserversorgung in MRW im deutschen und europäischen Vergleich. – 170 S., zahlr. Abb., Tab. u. Kt.; Düsseldorf (Min. f. Umwelt u. Naturschutz, Landwirtschaft u. Verbraucherschutz Land Nordrhein-Westfalen).

- HILDEN, H. D.; KAMP, H. VON (1974): Erschließung von Grundwasser durch Bohrbrunnen im rechtsrheinischen Schiefergebirge des Landes Nordrhein-Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **20**: 237 – 258, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- HUYSSSEN, A. (1855): Die Soolquellen des Westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und muthmaasslicher Ursprung. – Z. dt. geol. Ges., **7**: 17 – 252 u. 567 – 654, 21 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Berlin.
- KEFERSTEIN, C. (1822): Teutschland geognostisch-geologisch dargestellt und mit Charten und Durchschnittszeichnungen erläutert, **Bd. 2** (1): S. 338 – 340; Weimar (Landes-Industrie-Comptoirs).
- LINDER, B.; ELFERS, H.; SCHLIMM, W.; SCHUSTER, H. (2007): Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen. – scriptum, **16**: 49 S., 53 Abb.; Krefeld.
- MAY, F.; HOERNES, S.; NEUGEBAUER, H. J. (1996): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: the Rhenish Massif, Central Europe. – Geol. Rdsch. **85**: 782 – 799, 16 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- MICHEL, G.; ADAMS, U.; SCHOLLMAYER, G. (1998): Mineral- und Heilwässervorkommen in Nordrhein-Westfalen. – 80 S., 16 Abb., 11 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- PIECHA, M.; WONIK, T.; WREDE, V. (2002): Die Thermalwasserbohrung Bad Laasphe 1001. – Z. angew. Geol., **48**: 18 – 25, 9 Abb.; Stuttgart.
- SEN, E.; PAAS, W.; SCHALICH, J.; SKUPIN, K.; WILL, K.-H.; WIRTH, W.; ZEJSCHWITZ, E. VON (1982): Paläoböden in Nordrhein-Westfalen. – In: Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. – Geol. Jb., **F 14**: 165 – 253, 26 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- BUTZKE, H.; GENSSLER, H.; KRAUSE, A.; ROST, F.; WACHTER, H.; WOLF, G.; WOLFF-STRAUB, R.; ZAK, K.; ZEJSCHWITZ, E. VON (1981): Naturwaldzellen in Nordrhein-Westfalen, Tl. III – Westfälische Bucht. – Schr.-R. L.-Anst. Ökol., Landschaftsentwickl. u. Forstplan. Nordrh.-Westf., **6**: 95 S., 29 Abb., 2 Kt.; Recklinghausen.
- DAHM-ARENS, H. (1978): Pedogenese und Morphogenese im südöstlichen Westfalen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **27**: 327 – 328; Göttingen.
- DAHM-ARENS, H. (1979): Böden und Bodennutzung auf devonischen Kalken im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **29** (2): 793 – 798, 1 Abb.; Göttingen.
- Deutscher Waldbodenbericht – Ergebnisse der bundesweiten Bodenzustandserhebung im Wald von 1987 – 1993 (BZE) (1997). – **Bd. 1**: 144 S., 67 Abb., 35 Tab.; Bonn (Bundesminist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten).
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Paläoklima., **6**: 192 S., 77 Abb., 53 Tab.; Stuttgart.
- HEILMANN, H. (1989) mit Beitr. von VOGEL, A.: Exkursion A, Tl. 1, Sauerland. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **58**: 43 – 82, 7 Abb., 5 Kt.; Oldenburg.
- HÖMBERG, A. (1938): Siedlungsgeschichte des Oberen Sauerlandes. – 195 S., 6 Kt.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- HÖMBERG, R. H. (1989): Zur vorgeschichtlichen Besiedlung Südwestfalens. – Spieker, **33**: 65 – 78, 7 Abb.; Münster/Westf.
- LINDE, S.; KOCH, U. (1997), mit Beitr. von SEIBOLD, P.: Verbreitung, Pedogenese und ökologische Wertigkeit oberflächennaher Schuttkörper unter Wald im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – scriptum, **2**: 21 – 39, 7 Abb., 4 Tab.; Krefeld. – [m. Zeichnungen v. SEIBOLD, P.]
- MÜCKENHAUSEN, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, 2. Aufl. – 148 S., 60 Taf.; Frankfurt/Main (DLG-Verl.).
- MÜLLER-WILLE, W. (1938): Der Feldbau in Westfalen im 19. Jahrhundert. – Westf. geogr. Stud., **39**: 167 – 190, 5 Abb.; Münster/Westf.

- POTT, R.; CASPERS, G. (1989): Waldentwicklung im südwestfälischen Bergland. – Spieker, **33**: 45 – 56, 3 Abb.; Münster/Westf. [Jahrestag. geogr. Komm. <Olpe, 1989>].
- ROTH, R. (1994): Deckschichten und Bodenentwicklung in lößbedeckten Kalksenken des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **44**: 7 – 15, 7 Abb.; Hannover.
- ROTH, R. (2014): Die Böden im Sauer- und Siegerland. – 419 S., 301 Abb., 37 Tab., 30 Kt.; Krefeld (Geol. Dienst NRW). – [PDF-Datei]
- SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde, 12. Aufl.: 491 S., 220 Abb., 102 Tab., 1 Taf.; Stuttgart (Enke). – [neu bearb. von SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H.-P.; BRÜMMER, G.; HARTGE, K.-H.; SCHWERTMANN, U. unter Mitarb. von FISCHER, W. R.; RENGER, M.; STREBEL, O.]
- TASCHENMACHER, W. (1955): Die Böden des Südergebirges. – Spieker, **6**: 135 S.; Münster/Westf.
- TRAUTMANN, W. (1972): Vegetation (Potentielle natürliche Vegetation). – Veröff. Akad. Raumforsch. u. Landesplan., Beitr., **1** (3): 29 S., 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- ZEZSCHWITZ, E. VON; SCHWERTMANN, U.; ULRICH B. (1973): Die Podsolierungsstadien von Braunerden aus Schiefer-schutt. – Z. Pflanzenern. u. Bodenkd., **136**: 40 – 51, 1 Abb., 2 Tab.; Weinheim.
- Geotope**
- Ad-Hoc-AG Geotopschutz (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie, **9**: 105 S.; 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.
- 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.
- GAWLIK, A.; WREDE, V. (2002): Geotopschutz im Ballungsraum. – scriptum, **9**: 39 – 43, 9 Abb.; Krefeld.
- GERLACH, R. (1997): Paläontologische Bodendenkmalpflege: Wie ein Kulturgüterschutz dem Geotopschutz nützt. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 12 – 21, 2 Abb.; Möhnese-Körbecke.
- WREDE, V. (1997): Geotopschutz in Nordrhein-Westfalen : Ziele, Möglichkeiten, Probleme. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 1 – 12, 5 Abb.; Möhnese-Körbecke.

Glossar

Abschiebung, Verschiebung zweier Gesteinsschollen an einer Bruchfläche. Dabei zeigt diese ein ' Einfallen in Richtung auf die relativ abgesenkte Gesteinsscholle.

Akkumulation, Anhäufung von lockeren Massen; z. B. von Lockergesteinen

Anhydrit, Mineral- und Gesteinsbezeichnung (Kalziumsulfat, CaSO_4)

Anstehendes, anstehen, als Anstehendes oder anstehendes Gestein bezeichnet man in der Geologie Gesteine, die noch in einem festen Verband mit den Gesteinen des Untergrundes stehen. Das Anstehende zeigt exakt die an der jeweiligen Stelle anzutreffenden geologischen Verhältnisse. Ein von einem Felsen abgebrochener Block steht *nicht* an.

anthropogen, vom Menschen erzeugt oder bewirkt

Antiklinorium, großräumige geologische ' Sattelstruktur mit mehreren Kilometern Breite, besteht meist aus mehreren kleineren ' Falten

arid, trocken, dürr. Im ariden Klima ist die Verdunstung größer als der Niederschlag.

artesisch (artesisches Grundwasser, artesischer Brunnen), Grundwasser, das durch Überdruck bei freiem Auslauf bis an die Geländeoberfläche steigt

Aufschiebung, Verschiebung zweier Gesteinsschollen an einer Bruchfläche. Dabei zeigt diese ein ' Einfallen in Richtung auf die relativ gehobene Gesteinsscholle

Aufschluss (geologisch), 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).

Ausstreichen, Ausstrich, Schnitt eines geologischen Körpers (z. B. Gesteinsscholle, geologische Falte) mit der Erdoberfläche

Bank (geologisch), feste, von Schichtfugen begrenzte Gesteinsschicht mit einer Dicke von deutlich mehr als 1 cm

Basalt, geologisch junges, basisches, vulkanisches Ergussgestein, überwiegend aus den Mineralen der Feldspatgruppe sowie Augit, Olivin und Magnetit; Tertiär und Quartär

Becken (geologisch), oft abflusslose, schüsselförmig Einmündung in der Erdkruste, in der Sedimente abgelagert werden

Benthos, die Gesamtheit bodenbewohnender Meerestiere

biodetritisch, aus den Hartteilen von Kalk abscheidenden Meeresorganismen bestehend

Bioherm, Riff, vorwiegend in die Höhe wachsende untermeerische Erhebung aus koloniebildenden, Karbonat produzierenden Meerestieren (z. B. Korallen, Schwämme, Algen)

Bioklasten, alle Bruchstücke von biogenen Skelettteilen, die noch als solche identifizierbar sind

Biostratigraphie, biostratigraphisch, Teildisziplin der ' Stratigraphie, die sich mit der Gliederung und der relativen Altersbestimmung von Gesteinseinheiten mithilfe der darin enthaltenen Fossilien beschäftigt

Biostrom, Riff, vorwiegend in der Fläche wachsende untermeerische Erhebung aus koloniebildenden, Karbonat produzierenden Meerestieren (z. B. Korallen, Schwämme, Algen)

Brachiopoden (Armfüßer), äußerlich oft muschelähnliche, festsitzende, bilateralsymmetrische Meerestiere mit zweiklappigem Gehäuse; Kambrium bis Gegenwart

brackisch, Grenzbereich Süß-/Salzwasser

Brekzie, verfestigtes ' Sedimentgestein, hauptsächlich aus eckigen Gesteinsbruchstücken bestehend

Bruch, sichtbare Trennfläche im Gestein

Bryozoen, Moostierchen; in Salz- und Süßwasser lebende, koloniebildende Vielzeller, die wegen ihrer geringen Größe als Einzeltiere schwer zu erkennen sind, z. T. an der Riffbildung beteiligt; Ordovizium bis Gegenwart

Cephalopoden (Kopffüßer), höchstentwickelte Weichtiere, zu deren Klasse die ausgestorbenen Ammoniten sowie der noch heute vorkommende Nautilus und die Tintenfische gehören; Kambrium bis Gegenwart

Chalzedon, faserige, mikrokristalline Gefügevarietät des Minerals Quarz (SiO_2)

Conodonten, ausgestorbene, ausschließlich marine Gruppe schädelloser Chordatiere (Tiere mit „Rückgrat“); zahnähnliche Hartteile der Tiere sind wichtige Leitfossilien (Mikrofossilien); Unterkambrium bis Keuper

Deckgebirge, nicht oder wenig gefaltete Sedimentgesteine über einem meist intensiv gefalteten älteren Unterbau

Detritus, Gesteinsschutt, meist körnig

Diagenese, Sammelbegriff für alle Vorgänge, die zur Verfestigung (durch Druck, Temperatur, chemische Lösung, Ausfällung) von Sedimenten und damit zur Bildung von festen Sedimentgesteinen führen, z. B. Kalkstein aus Kalkschlamm, Sandstein aus Sand

Diskordanz, winkeliges Aneinanderstoßen zweier meist altersverschiedener Gesteinseinheiten

Doline, trichterförmige Eintiefung der Erdoberfläche in Karstgebieten. Sie bildet sich beim Einsturz der Decke eines unterirdischen Lösungshohlraums in Kalk- und Salzgesteinen.

Dolomitisierung, Umwandlung von Kalzit zu ' Dolomit

Dolomit, Dolomitstein, ist ein Karbonat-Gestein, das zu mindestens 90 % aus dem gleichnamigen Mineral Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) besteht.

Effusion, effusiv, im Vulkanismus im Gegensatz zur explosiven Vulkantätigkeit das mehr oder minder ruhige Ausfließen von Lava

Einfallen (Fallen), Neigung einer Fläche (z. B. ' Schicht-, ' Schieferungsfläche); ist durch die Fallrichtung und den Fallwinkel gekennzeichnet; Fallrichtung: Richtung, in der die Linie stärkster Neigung 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.

Erosion, Abtragung oder Ausfurchung; durch Wasser, Wind oder Eis bewirkt

Erz, Mineralgemenge oder Gesteine, aus denen sich Metalle oder Metallverbindungen gewinnen lassen

Evaporit, bei der Eindampfung von Lösungen durch chemische Abscheidung entstandenes Gestein (z. B. Salzgestein)

Falte (geologisch), Auf- und Umbiegung von geschichtetem Gestein, entsteht meist durch gebirgsbildende Vorgänge. Eine Falte setzt sich aus einem ' Sattel und einer ' Mulde zusammen.

Fazies, faziell, Gesamtheit der gesteinskundlichen und fossilinhaltlichen Merkmale, die ein Gestein charakterisieren; gibt Auskunft über Entstehungsbedingungen und Bildungsräume der Gesteine

fluviatil, durch einen Fluss bewirkt oder abgelagert

Foraminiferen, überwiegend marine, einzellige Tiere mit ein- oder mehrkammerigen Gehäusen aus Kieselsäure, Kalk oder miteinander verklebten Fremdkörpern; Karbon bis Gegenwart

Gang, mit Erzen oder anderen Mineralien ausgefüllte Kluft, die das umgebende Gestein unter beliebigen Winkeln durchsetzt

Geotop, erdgeschichtliche Naturschöpfung, natürlicher Landschaftsteil oder geologischer ' Aufschluss; vermittelt Kenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens

Glaukonit, glimmerartiges, dunkelgrünes Mineral (Fe-Al-Silikat), das sich im ' marinen Bereich bildet

glazial, durch Eis bedingte Erscheinungen; in Kaltzeiten entstanden oder abgelagert

Goniatiten, älteste Gruppe der ' Cephalopoden; Ordovizium bis Perm

Graben (geologisch), Gesteinsscholle, die an ' Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ abgesenkt wurde

Gradierung, gradiert, Sortierung nach Korngrößen im ' Sediment

Graptolithen, ausgestorbene Klasse polypenähnlicher, koloniebildender Tiere; Oberkambrium bis Unterkarbon; im Ordovizium und Silur wichtigste Leitfossilien

Horst (geologisch), Gesteinsscholle, die an ' Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ herausgehoben wurde

Ichnofossilien, ' Spurenfossilien

Keratophyr, grünlich graues, vulkanisches Ergussgestein mit < 20 % Quarz; entstanden vorwiegend im Unterdevon

Klastika, klastisch, Trümmergestein ' Sedimentgestein aus Produkten der mechanischen Zerstörung (z. B. ' Verwitterung) anderer Gesteine

Kluft, Trennfläche im Gestein ohne merkliche Bewegung an dieser Fläche

Konglomerat, verfestigtes ' Sedimentgestein, hauptsächlich aus gerundeten Gesteinsbruchstücken (Geröllen) bestehend

Konkretion, rundliche oder unregelmäßig geformte Mineralausscheidung, die zur Verhärtung oder Verkittung von Gesteinsanteilen geführt hat

Krinoiden, meeresbewohnende Stachelhäuter mit einer Wohnkapsel auf einem langen Stiel aus rundlichen Kalkplättchen (Trochiten)

Lagerstätte, natürliche Konzentration von Rohstoffen; nach Größe und Inhalt wirtschaftlich nutzbar. Die Einstufung als Lagerstätte setzt infrastrukturelle Bedingungen voraus, nach denen eine wirtschaftliche Nutzung über längere Zeiträume möglich ist.

Leitfossilien, tierische oder pflanzliche Versteinerungen,

die für einen bestimmten, relativ kurzen geologischen Zeitabschnitt kennzeichnend sind, aber räumlich weit verbreitet vorkommen. Sie sind ein unverzichtbares Element der Altersbestimmung in der Paläontologie.

Lineament, große, vielleicht bis in die Zone des Gesteinsfließens hinabreichende Bewegungszone in der Erdkruste, an der über größere Zeiträume immer wieder Krustenbewegungen stattfanden

Lithostratigraphie, Teildisziplin der Stratigraphie, beschäftigt sich mit der Gliederung von Schichten ausschließlich nach ihrer Gesteinsausbildung

Mächtigkeit (bergmänn.) Ausdruck für die Dicke von Gesteinsschichten

Magma, glutflüssige, überwiegend aus Silikaten bestehende Gesteinsschmelze, Ausgangsmaterial für magmatische Gesteine. Magma entsteht, wenn innerhalb der Erdkruste unter extremen Druck- und Hitzebedingungen silikatisches Material schmilzt.

marin, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen im Meer

massig, homogen, kompakt, ohne erkennbare Gefüge

Metasomatose, **metasomatisch**, Verdrängung und Ersetzung einer Mineralsubstanz durch eine andere

Morphologie, Oberflächenform einer Landschaft

Mulde (geologisch), eine nach unten (konkav) gekrümmte Gesteinsfolge; Teil einer Falte

neritisch, zum Flachwasserbereich (‘ Schelf) des Meeres, bis 200 m Tiefe, gehörig

Ooid, kugelige Mineralkörper; bei dem sich um einen Fremdkörper (Sandkorn, Schalenbruchstück) im bewegten Flachmeer konzentrische Schalen aus kalkiger Substanz abgeschieden haben

Orogenese, **orogen**, Gebirgsbildung durch einengende Kräfte der Erdkruste. Ein besonders typisches Formenbild der Orogenese ist die Schichtenfaltung in Sättel und Mulden.

Ostrakoden, Muschelkrebse, Krebstiere mit zweiklappiger, etwas unsymmetrischer Schale; Bewohner des Salz- und Süßwassers, wichtige Mikrofossilien; Kambrium bis Gegenwart

Paläogeographie, Beschreibung der Verteilung von Land und Meer während der Erdgeschichte

Paläontologie, Lehre von den pflanzlichen und tierischen Organismen (Fossilien) der erdgeschichtlichen Vergangenheit; wird oft für eine relative Altersbestimmung von Gesteinen herangezogen

pelagisch, zum offenen, küstenfernen Meer gehörig

periglazial, **periglaziär**, Bezeichnung für Gebiete mit starker Frosteinwirkung in der Umrandung von Eismassen und die in diesem Raum auftretenden und ablaufenden Erscheinungen und Vorgänge

Petrographie, **petrographisch**, Beschreibung der Gesteine nach Zusammensetzung, Gefüge und Vorkommen; gesteinsbeschreibend

rugose Korallen, **Rugosa**, ausgestorbene, riffbildende Ordnung der Hexacorallia (Blumentiere). Der deutsche Name „Runzelkorallen“ („rugose Korallen“) deutet auf die runzelige Außenhülle hin; Ordovizium bis spätes Perm.

Sattel (geologisch), eine nach oben (konvex) gekrümmte Gesteinsfolge; Teil einer Falte

Schelf, Flachseebereich bis 200 m Wassertiefe. Er wird zur Festlandsscholle gerechnet und umrahmt diese in einem Gürtel.

Schicht (Gesteinsschicht), durch Ablagerung entstandener Gesteinskörper von erheblicher flächenhafter Ausdehnung. Die obere und untere Begrenzung einer Schicht bezeichnet man als Schichtfläche.

Schichtlücke, Ausfall von geologischen Schichten in einem stratigraphischen Verband, infolge fehlender Sedimentation oder durch Abtragung entstanden

Schichtung, schichtige Absonderung von Gesteinen, z. B. bedingt durch den Wechsel des Gesteinsmaterials, Veränderungen in der Korngröße oder im Ausfällungstyp; Schichtung ist eine charakteristische Erscheinung bei Sedimentgesteinen

Schieferung, **geschiefert**, engständiges, annähernd paralleles Flächengefüge, überwiegend in tonigen Gesteinen durch tektonische Beanspruchung oder metamorphe Überprägung entstanden. Schieferungsflächen verleihen den Gesteinen meist eine bevorzugte Spaltbarkeit.

Schill, Anhäufung von Schalen, Klappen oder Gehäusen von Organismen; tritt vor allem in der Flachsee und im Küstenbereich auf

Sediment, **Sedimentgestein**, Absätze aus Verwitterungsprodukten älterer Gesteine, die durch Wasser, Wind oder Eis transportiert und abgelagert werden, Reste von Lebewesen oder chemische Ausfällungsprodukte. Es gibt unverfestigte (Lockergestein) und verfestigte Sedimente (Festgestein) wie z. B. Sand und Sandstein.

Sedimentation, Ablagerung oder Abscheidung von Sedimenten. Je nach Art des transportierenden Mediums unterscheidet man z. B. die Sedimentation durch Wind (äolische S.), Eis (glaziale S.), Flüsse (fluviale S.), in Seen (limnische S.) oder im Meer (marine S.).

Solifluktion, „Bodenfließen“, hangabwärts gerichtete, gleitende, fließende Bewegung von Lockermaterial, insbesondere unter dem Einfluss periodischen Tausens und Gefrierens

Sprung (bergmännl.), ' Abschiebung (' Verwerfung)

Spurenfossilien (Ichnofossilien), fossile Lebensspuren, z. B. Fraß- oder Kriechspuren, im Gegensatz zu körperlich erhaltenen Tier- und Pflanzenresten

Störung, Trennfuge im Gestein, an der eine Verstellung der beiden angrenzenden Schollen stattgefunden hat

Stratigraphie, 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, Schnittspur 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, meeresbewohnende Einzeller mit starker Karbonatproduktion – ähnlich wie Korallen –, Verwandtschaft zu den Schwämmen wird vermutet; Kambrium bis Kreide (hauptsächlich Silur bis Devon)

Styliolinen, stäbchenförmige, 6 – 8 mm lange Mikrofossilien mit glatter Schale; Ordovizium bis Devon

tabulate Korallen, **Tabulata**, ausgestorbene, riffbildende Ordnung der Hexacorallia (Blumentiere). Der deutsche Name („Bödenkoralle“) kommt von den horizontalen Plättchen im Skelett der Einzelpolypen; Ordovizium bis spätes Perm.

Tektonik, **tektonisch**, Teilgebiet der Geologie, befasst sich mit den Bewegungsvorgängen in der Erdkruste und den dadurch hervorgerufenen Lagerungsverhältnissen der Gesteine (z. B. Faltenbau, Schollenbau)

Tentakuliten, ausgestorbene Gruppe kalkschaliger ' mariner Mikrofossilien; Gehäuse meist spitzkonisch, bisweilen gekrümmt oder aufgerollt, Schale außen beringelt; Mittelkambrium bis Oberdevon

Terrasse, ebene Fläche mit einer durch einen Fluss erzeugten Abtragung = Abtragungsterrasse oder durch einen Fluss aufgeschütteter Sedimentkörper = Aufschüttungsterrasse

terrestrisch, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen im Bereich des Festlandes

Transgression, **transgredieren**, Vorrücken des Meeres oder ' mariner ' Sedimente auf Festlandsgebiete durch relativen Meeresspiegelanstieg

Trilobiten (Dreilappkrebse), ausgestorbene, krebsähnliche Gliederfüßer; Kambrium bis Perm

Tuff, ein Gestein, das zu mehr als 75 % aus (Gesteins-) Fragmenten besteht, die durch Zerreißen, Zerschneiden oder direkte Kristallisierung infolge vulkanischer Aktivität aus einem festen oder flüssigen vulkanischen Ausgangsmaterial entstanden

Tuffit, ein Gestein, das zu 25 – 75 % aus vulkanischem Auswurfmaterial besteht. Den restlichen Anteil nehmen klastisches Fremdmaterial vulkanischer und nicht-vulkanischer Herkunft sowie ' Sedimente ein.

Turbidit, aus einem untermeerischen Trübestrom abgelagerter Sedimentkörper, wichtigstes Sediment am Fuß von Kontinentalthängen im Übergang zur Tiefsee

Überschiebung, ' tektonische ' Störungsform, bei der sich an einer flach einfallenden Bewegungsfläche eine ältere Gesteinsscholle über eine jüngere geschoben hat

Vergenz, Neigung einer ' Falte

Verwerfung, Verschiebung zweier Gesteinsschollen an einer Bruchfläche oder in einer Bruchzone

Verwitterung, Zerstörung, Zersetzung oder Umwandlung von Gesteinen und Mineralen an oder nahe der Erdoberfläche durch exogene Kräfte wie Sonnenstrahlung, Frost, Wasser (und seinem Lösungsinhalt), Wind, atmosphärische Gase oder Organismen. Art, Stärke und Wirkung der Kräfte sind abhängig vom jeweiligen Klima.

Geo-Ziele

Hans Baumgarten

Geologische Museen, Bergwerke, Höhlen und geologische Wanderpfade

Viele Einrichtungen sind barrierefrei erreichbar und entsprechend ausgebaut, einige bieten behindertengerechte Parkmöglichkeiten an. Es wird jedoch empfohlen, sich vor einem Besuch von Bergwerken, Höhlen und Wanderpfaden besonders nach der Zugänglichkeit für Menschen mit Gehbehinderungen zu erkundigen.

Neben den aufgeführten Öffnungszeiten (Stand Februar 2017) bieten einige Einrichtungen zusätzliche Besuchsmöglichkeiten an Feiertagen und während der Ferien an. Auch können oft Sonderöffnungszeiten für Gruppen vereinbart werden.

Internet- und E-Mail-Adressen der Museen etc. sind nicht aufgenommen. Über die gängigen Suchmaschinen können die Webseiten leicht gefunden werden. Dort sind die aktuellsten Informationen und umfassende Beschreibungen zu finden.

Altena

Museen Burg Altena

Fritz-Thomé-Straße 80
58762 Altena

☎ 02352 966-7034 (Infos, Führungsbuchung)

☎ 02352 966-7033 (während der Öffnungszeiten)

🕒 Di – Fr 9:30 – 17; Sa, So, feiertags 11 – 18

Hauptmuseum auf der international bekannten Burg Altena ist das Museum der Grafschaft Mark. Der Spannungsbogen der Ausstellung reicht hier von der geologischen Frühgeschichte über das Mittelalter, die Frühe Neuzeit und das Industriezeitalter bis in die Gegenwart. Schwerpunkte der geologischen Präsentation sind die geologische Entwicklung des Sauerlandes und seine wichtigsten Gesteinsarten wie die devonische Grauwacke und der Massenkalk. Spannend und sehr anschaulich wird die Verwendung der Grauwacke als Rohstoff für Werkzeuge und Waffen in der Steinzeit sowie die heutige Verwendung als Baumaterial oder als Gleis- und Straßenschotter dargestellt. Das Märkische Sauerland war bereits im Mittelalter ein Zentrum der Eisenerzeugung und Eisenverarbeitung. Authentische Zeugnisse der alten Verhüttungstechniken können in der Abteilung „Vom Rennfeuer zum Floßofen“ bewundert werden. Das Thema Karsthöhlen wird auf eine ganz besondere Weise dargestellt: In ein von Berliner Künstlern aufgebautes Spiegelkabinett sind Originalfunde (u. a. Tropfsteine, Skelett eines Höhlenbären) aus Sauerländer Tropfsteinhöhlen hineinarrangiert.

Attendorn

Atta-Höhle

Finnentropfer Straße 39
57439 Attendorn

☎ 02722 9375-0

🕒 in den Sommermonaten täglich geöffnet,
sonst Mo geschlossen;
wechselnde Öffnungszeiten (bitte erfragen)

Die Attendorner Tropfsteinhöhle (Atta-Höhle), mit 6670 m Gängen die längste deutsche Schauhöhle, liegt im mitteldeutschen Massenkalk. Sie wurde 1907 bei Steinbrucharbeiten entdeckt und ist seit dieser Zeit zugänglich. Wegen ihres reichen Tropfsteinschmucks gilt sie als eine der schönsten Höhlen Deutschlands.

Bad Berleburg

Schieferschaubergwerk Raumland

Im Edertal

57319 Bad Berleburg

☎ 0160 3510221

📞 bitte erfragen

Die Schiefervorkommen in der Umgebung von Bad Berleburg stammen aus dem Mitteldevon. Dokumentiert werden Gewinnung und Verarbeitung von Dach- und Plattenschiefer in Handarbeit. Eine einstündige Rundwanderung ab dem Parkplatz des Bergwerks ist möglich (Teil des Wittgensteiner Schieferpfades).

Balve

Schaubergwerk Luisenhütte

Balve-Wocklum

58802 Balve-Wocklum

☎ 02375 3134 (während der Öffnungszeiten),

☎ 02352 966-7034 (Anmeldung, Führungen, Info-Telefon)

📞 Di – Fr 9:30 – 17; Sa, So + feiertags 11 – 18 (Mai bis Oktober)

Der Bergbau auf Roteisenstein im Raum Balve lässt sich bis in das Mittelalter zurückverfolgen. Der Roteisenstein ist im Mitteldevon durch untermeerische Vulkanausbrüche entstanden; er bildete die Grundlage einer einst blühenden Eisenindustrie. Im Jahre 1748 wurde mit dem Bau einer Eisenhütte begonnen, 1865 kam es zur Stilllegung. Die Luisenhütte ist heute als Industriemuseum der Öffentlichkeit zugänglich. Sie ist die älteste vollständig erhaltene Hochofenanlage Deutschlands. Ein in der Nähe liegender Stollen wurde in den Jahren 1804 – 1882 mit Unterbrechungen insgesamt 50 m vorgetrieben. Er war als Entwässerungsstollen geplant und kann besichtigt werden.

Museum für Vor- und Frühgeschichte

(an der Luisenhütte)

Wocklum 10

58802 Balve

☎ 02375 9372841

📞 Di – Fr 9:30 – 17, Sa, So + feiertags 11 – 18 (Mai bis Oktober)

Im ehemaligen Wocklumer Stabhammer an der Luisenhütte wird die Ausstellung zur Geologie, Paläontologie und Archäologie der Stadt Balve und des Hönnetals gezeigt. Unter dem Titel „Erdschätze – Menschens Spuren. 400 Millionen Jahre Balver Geschichte“ wird die herausragende Sammlung des Museums für Vor- und Frühgeschichte auf modernste Weise präsentiert.

Reckenhöhle

Binolen 1

58802 Balve

☎ 02379 209

📞 Di – So 10 – 16:30 (April bis Oktober); November bis März nur nach Voranmeldung im Hotel Haus Recke

Von der über 2000 m langen Höhle im Hönnetal können etwa 500 m besichtigt werden. Im Höhlenlehm der 1888 entdeckten Ganghöhle wurden zahlreiche Knochenreste gefunden, darunter ein Höhlenbärenskelett, das heute im Städtischen Museum in Menden ausgestellt ist.

Bestwig

Erzbergbaumuseum und

Sauerländer Besucherbergwerk Ramsbeck

Glück-auf-Straße 3

59909 Bestwig

☎ 02905 250

📞 Di – So 9 – 17

Bei Bestwig-Ramsbeck, im nordöstlichen Sauerland, befindet sich eine der bedeutendsten Blei-Zink-Lagerstätten NRWs. Hier wurde bis 1974 Erz aus Schichten des Mitteldevons gefördert. Die erste schriftliche Urkunde über den Erzbergbau stammt von 1518; älteste Spuren des Bergbaus datieren aber auf 1500 v. Chr. In dem Betriebsgebäude der Grube wurde nach Stilllegung ein Museum und in den Grubenanlagen ein Besucherbergwerk eröffnet. Gezeigt wird die Ge-

schichte des Erzbergbaus im Sauerland vom Mittelalter bis ins 20. Jahrhundert. Eine untertägige Strecke von 1,5 km Länge führt mit der Grubenbahn zum ehemaligen Abbaufeld, einer Gangstrecke, in der die Blei-Zink-Erze als hydrothermal gebildete Gangerze vorliegen.

Am Besucherbergwerk beginnt der sehr gut ausgeschilderte Bergbauwanderweg (10 km).

Brilon

Wanderweg Rothaarsteig

59917 Brilon (Stadtmitte)

Postanschrift: Johannes-Hummel-Weg 2

57392 Schmallenberg

☎ 02974 4994163

🕒 ganzjährig geöffnet

Auf 154 km erstreckt sich der Rothaarsteig – der Weg der Sinne – von Brilon über das Siegerland bis nach Dillenburg im Westerwald. Abschnitte des Wanderweges sind auch für alle geologisch und montanhistorisch Interessierten empfehlenswert.

Um neben dem Naturgenuss auch Wissenswertes zu vermitteln, wurden am Weg Informationstafeln zu verschiedenen Themenbereichen aufgestellt. Neben forstwirtschaftlichen, biologischen und kulturellen gehören dazu auch geowissenschaftliche Themen.

Museum Haus Hövener

Am Markt 14

59929 Brilon

☎ 02961 9639901

🕒 Di – So 11 – 17; Gruppen sonst n. Vereinb.

Berühmt wurde der Ortsteil Nehden durch die Funde von Knochenresten eines Sauriers (Iguanodon), die im historischen Gewölbekeller zu sehen sind. Die Grabungsfunde werden in der Ausstellung gezeigt.

Außerdem ist das Bergbau- und Hüttenwesen der Umgebung von Brilon thematisiert.

Ennepetal

Kluterthöhle

Gasstraße 10

58256 Ennepetal

☎ 02333 988011

🕒 ganzjährig geöffnet; Führungszeiten bitte erfragen

Die 1586 erstmals urkundlich erwähnte Kluterthöhle ist ein weit verzweigtes unterirdisches Höhlensystem (380 Gänge!) von 5,8 km Länge im mitteldeutschen Kalkstein. Ein Bachsystem kann in der Höhle verfolgt werden: Das Wasser verschwindet in noch unerforschten Felsspalten, um 20 Stunden später in der nur 150 m entfernten Bismarckhöhle wieder aufzutauchen. Überregional bekannt wurde die Kluterthöhle durch ihre therapeutische Wirkung bei Atemwegserkrankungen.

An der Höhle, im Haus Ennepetal, befindet sich das besuchenswerte Infozentrum des GeoParks Ruhrgebiet zum Thema „Karst und Höhle“ mit Informationen und zahlreichen Exponaten zur Geologie der Umgebung.

Geseke

Radroute Steine und Mehr

An der Abtei 1

59590 Geseke

☎ 02941 50049

ganzjährig befahrbar

Die 114 km lange Radroute „**Steine und Mehr**“, ein Gemeinschaftsprojekt der Kommunen Geseke, Anröchte und Warstein, führt auf 33 Stationen durch eine vom Kalksteinabbau geprägte Kulturlandschaft. Auf 3 Teilrouten gibt es viele Sehenswürdigkeiten: noch betriebene Steinbrüche, Kunstobjekte, renaturierte Abbaugelände. Die abwechslungsreiche Route bietet vielfältige Infos zur frühen Besiedlung, geologischen Entwicklung, zu Boden und Bodennutzung, zur Steingewinnung und Baukultur.

Hagen

Museum für Ur- und Frühgeschichte Wasserschloss Werdringen

Werdringen 1

58089 Hagen

☎ 02331 3067266

🕒 Mi – Fr 10 – 17; Sa, So und feiertags 11 – 18; sonst n. Vereinb.

Das modern eingerichtete Museum für Ur- und Frühgeschichte in der mittelalterlichen Burganlage bietet eine spannende Reise durch 465 Mio. Jahre Ge-

schichte in Südwestfalen. Eindrucksvolle Stücke der herausragenden paläontologischen und archäologischen Sammlungen wie Fossilien Westfalens, urzeitliche Insekten, kreidezeitliche Saurier, Artefakte der Neandertaler und ein lebensgroßes Modell des eiszeitlichen Mammuts sind nur einige Beispiele.

Geopfad Kaisberg

Am Wasserschloss Werdringen
Werdringen 1
58089 Hagen
☎ 02151 897455 (GeoPark)
🕒 ganzjährig geöffnet

Von Schwerte bis nach Mülheim führt die GeoRoute Ruhr; der Geopfad am Kaisberg ist ein Teil davon. Der Weg beginnt am Wasserschloss Werdringen und führt über den waldreichen Kaisberg. Auf neun Schautafeln werden Geologie und Hydrogeologie der Region anschaulich erläutert.

Hemer

Felsenmeer-Museum

Hönnetalstraße 21
58675 Hemer
☎ 02372 16454
🕒 Di + Fr 11 – 13, 15 – 17; Mi + Do 15 – 17;
So 11 – 13; Gruppenführungen n. Vereinb.

Das Felsenmeer-Museum befindet sich in der 1902 im Heimat- und Jugendstil erbauten und denkmalgeschützten ehemaligen Unternehmervilla Grah.

Gezeigt werden auf drei Etagen folgende Schausammlungen: der 1000 Jahre – bis 1871 – im Felsenmeer betriebene Eisenerzbergbau mit Modellen des Über- und Untertagebaus sowie alten Arbeitsgeräten; die frühe Eisenverhüttung, unter anderem mit einem Rennfeuerofen (10. – 14. Jahrhundert); Bilder und Dokumente aus dem ältesten Kohleofen Westfalens (1739 – 1865); die im 17. Jahrhundert einsetzende Drahtherstellung und Messingverarbeitung.

Mineralien und Fossilien sowie Exponate zur Vor- und Frühgeschichte ergänzen den erdgeschichtlichen Ausstellungsteil. Das Felsenmeer-Museum veranstaltet regelmäßig Wechselausstellungen, Vorträge und Fachexkursionen. Träger des Museums ist der 1923 gegründete Bürger- und Heimatverein Hemer e. V.

Felsenmeer

Felsenmeerstraße
58675 Hemer
☎ 02372 61549
🕒 ganzjährig geöffnet; Führung n. Vereinb.

Durch die Lösungskraft des Wassers kam es im mitteldevonischen Kalkstein zur Bildung unterirdischer Hohlräume. Beanspruchungen des Gebirges, die zu Rissen und Klüften im Gestein führten, sowie nachfolgende Verkarstungen haben zur Entstehung des Felsenmeeres und seiner Höhlensysteme geführt. Der in Höhlen und Klüften eingeschwemmte Lehm enthielt Knollen von Eisenstein, die seit über 1000 Jahren bergmännisch gefördert wurden. Dabei wurde auch der Lehm entfernt. Die nun freiliegenden Felsen zeigen das charakteristische Bild des Felsenmeeres. Überall im Massenkalk finden sich auf Klüften und in Nestern angereichert metallhaltige Mineralien. Hier sind auch Spuren eines frühen Bergbaus aus dem 11. bis 14. Jahrhundert, der zu den ältesten in NRW zählt, gefunden worden.

Aufgrund seiner natur- und erdgeschichtlichen Bedeutung ist das Felsenmeer im Jahre 1962 unter Naturschutz gestellt worden. Gekennzeichnete Wege und Infotafeln erschließen dieses einzigartige Naturdenkmal.

Heinrichshöhle mit Höhlen- und karstkundlichem Informationszentrum HIZ

Felsenmeerstraße
58675 Hemer
☎ 02372 61549
🕒 bitte erfragen

Die Tropfsteinhöhle liegt im mitteldevonischen Kalkstein und ist auf 320 m Länge ausgebaut. Der mit geschätzten etwa 90 000 Jahren älteste Tropfstein hat eine Höhe von 1,65 m und eine Fußbreite von 1 m. Im hinteren Bereich der Höhle sind bis zu 20 m hohe Spalten aufgeschlossen.

Bei Aushubarbeiten zur Erschließung der Höhle für Besucher wurden zahlreiche fossile Knochen eiszeitlicher Großsäugetiere gefunden. Das 2,35 m lange Skelett eines Höhlenbären sowie zahlreiche Knochen anderer eiszeitlicher Tiere sind hier ausgestellt.

Herscheid

Grubenlehrpfad am Silberg, Herscheider Mühle

an der Landstraße nach Werdohl

Plettenberger Straße 27

58849 Herscheid

🕒 ganzjährig geöffnet

Infotafeln erklären die Geschichte des seit dem 16. Jahrhundert am Silberg betriebenen Blei- und Kupferbergbaus (mit hohem Silberanteil); die Spuren des frühindustriellen Abbaus von Eisenerz werden ebenfalls thematisiert.

Hilchenbach

Stahlbergmuseum Müsen und Schaubergwerk Stahlberger Erbstollen, Bergbaukundlicher Lehrpfad

Auf der Stollenhalde 4

57271 Hilchenbach

☎ 02733 60264

🕒 jeden 2. So im Monat 14:30 – 16:30,
in den NRW-Sommerferien jeden So;
Führung und Gruppen n. Vereinb.

Die Grube Stahlberg, eines der ältesten Bergwerke im Siegerland, war von 1313 – 1931 nahezu ohne Unterbrechung in Betrieb. Gefördert wurden Spateisenstein („Müsener Grund“), Bleiglanz, Zinkblende sowie Kupferkies. Im Bethaus der Grube befindet sich das Bergbaumuseum. Mineralien des Siegerlandes sowie Bergbaugeräte, historische Stiche und Grubenpläne, Karten und Fotos von unter und über Tage sind hier ausgestellt. Der Stahlberger Erbstollen wurde in den Jahren 1740 – 1780 als Entwässerungsstollen gebaut. Ab 1833 bis zur Schließung der Grube im Jahr 1931 wurde über diesen Stollen das Erz gefördert. Von dem 1144 m langen Stollen sind 380 m zur Besichtigung freigegeben.

Iserlohn

Dechenhöhle und Deutsches Höhlenmuseum Iserlohn

Dechenhöhle 5

58644 Iserlohn

☎ 02374 71421

🕒 Dezember bis Februar: Sa + So 10 – 16,
täglich in den Weihnachtsferien NRW;
🕒 März bis November: täglich 10 – 16/17

Die Dechenhöhle, 902 m lang und eine der imposantesten Tropfsteinhöhlen Deutschlands, liegt im mitteldevonischen Massenkalk. Weitverzweigte Hallen und Grotten mit einem reichen Schatz an Tropfsteinbildungen ziehen die Besucher in ihren Bann. Zahlreiche Skelettreste von eiszeitlichen Tieren wie Höhlenbär, -hyäne und Wollnashorn wurden aus Höhlensedimenten geborgen. Der Dechenhöhle ist das Deutsche Höhlenmuseum Iserlohn angegliedert, in dem nicht nur Funde aus der Höhle und die in Europa einmaligen Nachbildungen eiszeitlicher Höhlenbären zu sehen sind, sondern auch über Höhlenentstehung und -forschung berichtet wird. Eine Wand mit prähistorischen Höhlenmalereien, Knochen und Nachbildungen von Dinosauriern aus Karstspalten des Sauerlandes sowie ein Aquarium mit blinden Höhlenfischen runden das Angebot ab. Oberhalb der Dechenhöhle führen Wege durch das Naturschutzgebiet „Sonderhorst“.

Lennestadt

Bergbaumuseum Siciliaschacht Bergwerksanlagen und Informationszentrum

Siciliastraße

57368 Lennestadt-Meggen

☎ 02721 81434

🕒 So 15 – 18; Gruppenführungen sonst n. Vereinb.

Das Meggener Bergwerk gehörte zu den bedeutendsten Zinkerz-, Schwefelkies- und Schwerspatgruben der Welt. Als die wirtschaftlich gewinnbaren Vorräte erschöpft waren, wurde es 1992 nach 140 Jahren stillgelegt. Die Ausstellung in Teilen der Schachtanlage Sicilia zeigt die geschichtliche, technische und wirtschaftliche Entwicklung der Lagerstätte und ihre Ausbeutung. Prozesse der Erzgewinnung und Aufbereitung werden eindrucksvoll vermittelt; ebenso die schwere Arbeit der Bergleute und die Lebensbedingungen ihrer Familien. Ausgestellt sind auch Kompressoren, Fördermaschinen und Grubenfahrzeuge. Ein 4 km langer Grubenlehrpfad beginnt am Schacht.

Marsberg

Heimatmuseum der Stadt Marsberg

Eresburgstr. 38

34431 Marsberg

☎ 02992 8494

🕒 Mi 15 – 17, So. 14 – 17;
Gruppenführung n. Vereinb.

Ausgestellt sind u. a. Gesteine und Mineralien, sehenswerte Sammlungsstücke aus dem ehemaligen Kupfererzbergbau. Daneben belegen Gesteine und Fossilien die erdgeschichtliche Entwicklung dieser Region. Erweitert wurde die Sammlung durch eine Schenkung mit Schwerpunkt Sauerland (Spatvorkommen auf der Briloner Hochfläche).

Besucherbergwerk Kilianstollen

Mühlenstraße

34431 Marsberg

☎ 02992 602-1 (Stadtverwaltung)

☎ 02992 8740 (D. Köchling)

🗺️ Führungstermine bitte erfragen; nach Voranmeldung können Gruppen täglich geführt werden

Die Kupfererze des Marsberger Raumes treten in Horizonten des Unterkarbons und des Zechsteins auf. Die Anfänge des Kupfererz-Bergbaus gehen hier bis in das Mittelalter zurück; die älteste Beurkundung datiert auf 1150. In den 1920er-Jahren wurde der unwirtschaftlich gewordene Abbau eingestellt, aber 1936 wieder aufgenommen. Mit dem Ende des Zweiten Weltkrieges wurde der Bergbau endgültig aufgegeben.

Der Kilianstollen wurde erstmals 1842 angefahren; er ist Teil der ehemaligen Kupfergruben „Oscar“ von 1842 und „Friederike“ von 1838.

Das Schaubergwerk vermittelt einen Eindruck von den Verhältnissen unter Tage und den Arbeitsbedingungen der Bergleute. Nach vorheriger Anmeldung besteht die Möglichkeit, mit der Grubenbahn in den Stollen einzufahren.

Menden

Museum für Stadt- und Kulturgeschichte

Marktplatz 3

58706 Menden

☎ 02373 903-1653

🗺️ bitte erfragen

Das Museum – eines der ältesten in Westfalen – ist in einem prächtigen Patrizierhaus aus dem Jahre 1730 untergebracht. Gezeigt werden u. a. Gesteine, Mineralien und Fossilien aus dem Devon, vor allem aus Aufschlüssen des Hönnetals. Eine Besonderheit sind die Skelettreste von Höhlenbären und eines Höhlenlöwen aus dem Quartär.

Mülheim/Ruhr

GeoRoute Ruhr

zwischen Mülheim a. d. Ruhr und Schwerte

Startpunkt: Am Schloss Broich 28

45479 Mülheim a. d. Ruhr

Geotouristische Wanderstrecke entlang des Ruhrtals, auf der mehr als 20 bestehende Bergbau- und Geologiewanderwege sowie zahlreiche Geotope, Industriedenkmäler und kulturhistorische Sehenswürdigkeiten miteinander verknüpft sind. Mit der 130 km langen Hauptstrecke und zwei Varianten ist die GeoRoute Ruhr über 180 km lang! Ein Wanderführer ist beim GeoPark Ruhrgebiet erhältlich.

Netphen-Hohenroth

Bodenlehrpfad / Waldinformationszentrum

Forsthaus Hohenroth

Nauholzer Weg

57250 Netphen-Hohenroth

☎ 02151 897-0 (Geologischer Dienst NRW)

🗺️ ganzjährig geöffnet

Der Bodenlehrpfad am Waldinformationszentrum Forsthaus Hohenroth ist der dritte Bodenlehrpfad in NRW. Er liegt 15 km nordöstlich von Siegen direkt am Premium-Wanderweg Rothaarsteig (s. auch Brilon) und ist sehr gut erreichbar. Der Lehrpfad ist 6 km lang und als Rundweg konzipiert. Ausgangspunkt ist das Café Waldland am Waldinformationszentrum. Der Lehrpfad entstand durch eine Kooperation des Forstamtes Siegen-Wittgenstein mit dem GD NRW.

Entlang des Bodenlehrpfades werden repräsentative Böden der Region gezeigt. Sie sind durch Aufgrabungen aufgeschlossen und werden anhand von Schautafeln anschaulich erläutert. Der Bodenlehrpfad gibt an 10 Stationen Einblicke in die unterschiedlichsten Böden, von der Braunerde über grundwasserbeeinflussten Gley bis hin zum Moor. Entsprechend vielseitig zeigt sich der Wald in seinen Beständen: Der Pfad führt durch Fichtenalthölzer, durch Rotbuchen-Reinbestände und durch Mischwälder. Auch ein ehemaliger Steinbruch mit einem spannenden Einblick in die fossilreiche Geologie des Untergrundes ist Teil des Lehrpfades! Ein Höhepunkt ist das Eder-Quellgebiet mit einem Birkenbruch, der nahezu auf dem gesamten Quellhorizont stockt. Hier kommen Torfmoo-

se, Eichen- und Rippenfarn sowie der Waldschachtelhalm vor. Das Feuchtgebiet zählt zu den seltenen und gefährdeten Waldformen, die nur noch 1 % der Waldfläche von NRW ausmachen.

Neunkirchen

Schaubergwerk Wodanstolln mit bergbaukundlichem Lehrpfad

Arbachstr. 28a

57290 Neunkirchen-Salchendorf

☎ 0170 4770666

🕒 jeden 1. So im Monat; sonst n. Vereinb.

Eisenerze wurden im 5 km langen Wodanstolln bis 1920 gefördert; danach diente er als Trinkwasserspeicher. Während des Zweiten Weltkriegs wurde der Stollen als Luftschutzraum genutzt. Im Schaubergwerk mit dem liebevoll restaurierten Zechenhäuschen („Berghäuschen“) werden Erzgewinnung, -transport, Ausrüstung und Arbeitswelt der Bergleute hautnah vermittelt. Ein 8 km langer bergbaukundlicher Lehrpfad illustriert die Siegerländer Erzbergbaugeschichte; er beginnt am Stollen.

Olsberg

Besucherbergwerk Philippstollen

Eisenberg 2

59939 Olsberg

☎ 02962 97370 (Olsberg-Touristik)

🕒 von Mai bis Oktober nach Anmeldung

Der Philippstollen ist 1749 angehauen worden, hatte eine Gesamtlänge von 1000 m und wurde bis 1916 betrieben. Er gehört zu vier Stollen, die im „Briloner Eisenberg“ Eisenerze mit einem Gehalt von 35 % Fe förderten. Der Philippstollen ist bis zum ehemaligen Abbau begehbar.

Infocenter Bruchhauser Steine

59939 Olsberg-Bruchhausen an den Steinen

☎ 02962 97670

🕒 bitte erfragen

Die weithin sichtbaren Felsen der Bruchhauser Steine bilden ein einzigartiges Natur- und Kulturdenkmal und sind zugleich ein beliebtes und bekanntes Ausflugsziel.

Im Infocenter wird anhand von Grafiken, Fotos zur Mineralogie, Gesteinsproben, Modellen und Vergleichen zu heute aktiven Vulkanen die Entstehungsgeschichte der Bruchhauser Steine erläutert.

Besucherinnen und Besuchern wird anschaulich die Geschichte der Steine vermittelt, die Schlotte eines vor 390 Mio. Jahre aufgestiegenen untermeerischen Vulkans sind. Im Laufe der Jahrtausende wurden diese durch Verwitterung der umgebenden Gesteine herausmodelliert und sind aufgrund ihrer Härte bis heute als Felsklippen sichtbar.

Schmallenberg

Westfälisches Schieferbergbau- und Heimatmuseum Holthausen

Kirchstraße 7

57392 Schmallenberg-Holthausen

☎ 02974 6932 oder 6685

🕒 Mi, Fr, Sa 14 – 17; So 10 – 13; sonst n. Vereinb.

Die umfangreiche erdgeschichtliche Abteilung des Museums widmet sich vor allem dem Dachschiefer, seiner Entstehung, Gewinnung und Verarbeitung. Schiefer-Abbau ist im Fredeburger Revier seit dem 16. Jahrhundert belegt. Die Dachschieferlager kommen im oberen Teil der Fredeburg-Schichten (Mitteldevon) vor. Die meisten Gruben im Fredeburger Revier waren Tiefbaubetriebe. Die Gewinnung des Dachschiefers wird in einem nachgebauten Stollen und anhand historischer Fotos und Urkunden sowie mit einem dreidimensionalen Modell vorgestellt. Eine Gesteins- und Fossilienammlung erläutert die erdgeschichtliche Entwicklung des Schmallenberger Raumes.

Siegen

Siegerlandmuseum im Oberen Schloss (Mineraliensammlung und Schaubergwerk)

Burgstraße

57072 Siegen

☎ 0271 23041-0

🕒 Di – So 10 – 17;

Sonderöffnungszeiten an Feiertagen

Das Siegerland zählt zu den ältesten Erzbergbauregionen Mitteleuropas. Eisenerze (u. a. Eisenspat) prägten 2500 Jahre lang die Siegener Geschichte.

Gesteine, Erze und Mineralien dokumentieren die erdgeschichtliche Entwicklung der Region. In einem unter dem Schlosshof gelegenen Schaustollen von 1938 sind Einrichtungen bergmännischer Arbeit aus der 800-m-Sohle einer Siegerländer Grube aufgebaut.

Siegen-Eiserfeld

Besucherbergwerk „Reinhold-Forster-Erbstolln“

Reinhold-Forster-Weg an der B 62/Siegtalstraße
57080 Siegen-Eiserfeld

☎ 0271 385222

🕒 jeden 1. So im Monat

(April bis Oktober); sonst n. Vereinb.

Der im Jahre 1805 für die Wasserlösung und für den Erztransport aufgeschlagene Stollen – einst das bedeutendste Stollenbauwerk im Siegerland – ist heute auf fast 500 m für Besucher begehbar. Seinen Eingang ziert ein prachtvolles Portal mit reichem ornamentalem Schmuck. Der Name „Reinhold-Forster-Erbstolln“ geht auf einen der bekanntesten Naturforscher des 18. Jahrhunderts zurück.

Warstein

Bilsteinhöhlen

Im Bodmen
59581 Warstein

☎ 02902 1078

🕒 Mo – So 9 – 16:30 (April bis Oktober);

🕒 Mo – So 10 – 15:30 (November bis März)

Durch die lösende Wirkung des Wassers entstand ein unterirdisches Hohlraumssystem im mitteldevonischen Massenkalk des Warsteiner Sattels: die Bilsteinhöhlen. Sie wurden im Jahre 1887 bei Wegearbeiten entdeckt und enthalten sehenswerte Sinterablagerungen. Die Höhlen sind Teil eines größeren Karstwassersystems. In einer Schwinde versinkt der Bilsteinbach, durchläuft den Fels auf 300 m und tritt an einer Quelle am Höhlenrestaurant wieder aus. Bei Ausgrabungen wurden pleistozäne Tierknochen und Kulturspuren des mittelsteinzeitlichen Menschen entdeckt.

Museum Haus Kupferhammer

Belecker Landstraße 9

59581 Warstein

☎ 02902 1078

🕒 Sa 14:30 – 17; So 10:30 – 12:30, 14:30 – 17;

Gruppen n. Vereinb.

Haus Kupferhammer aus dem 18. Jahrhundert bietet in seiner barocken schlossartigen Anlage Einblicke in Aufstieg und Wandlung der kulturellen und industriellen, eng mit dem Bergbau verknüpften Entwicklung im nördlichen Sauerland. Der Fundus des Museums besteht vor allem aus Material des im 19. Jahrhundert im Warsteiner Raum umgegangenen Eisenerz-Bergbaus. Die Eisenerzlager sind an den Warsteiner Sattel gebunden. Vor allem in Schichten des Oberdevons treten in Störungsbereichen Rot- und Brauneisenstein auf.

Wenden

Wendener Hütte (Holzkohle-Hochofenanlage)

Hochofenstraße 6

57482 Wenden

☎ 02761 81401 od. 81456

🕒 Di – So 15 – 18 (1. April bis 31. Oktober);

🕒 Di – So 14 – 17 (1. November bis 31. März);

sonst n. Vereinb.

Die Wendener Hütte ist ein technisches Kulturdenkmal der besonderen Art. Sie ist ein lebendiges Zeugnis der Eisenverarbeitung aus der Frühindustrialisierung. Im Hammerwerk wurde das Eisen des Hochofens schmiedbar gemacht, sodass Messer, Sensen und Flintenläufe daraus hergestellt werden konnten. Am Kulturdenkmal beginnen zahlreiche gute ausgebaute Wanderwege.

Wilnsdorf

Förderturm am Grimberg, Niederdielfen

Grimbergstraße

57234 Wilnsdorf

☎ 02739 802-211

🕒 bitte erfragen;

Besichtigung von außen jederzeit

Auf dem Gebiet der stillgelegten Erzgrube Grimberg kann die Anlage des Förderschachtes besichtigt werden. Ausgestellt sind auch Gerätschaften und Werk-

zeuge der Bergleute und Markscheider. Weiterhin gibt es Informationen und Dokumente rund um den Bergbau.

Museum Wilnsdorf

Rathausstraße 9
57234 Wilnsdorf

☎ 02739 802-211

🕒 Mi – So 14 – 18; Gruppen n. Vereinb.

Die Zeitreise in der Kulturgeschichtlichen Begegnungsstätte beginnt mit einem Ausflug in die Entstehungsgeschichte des Planeten Erde und führt über bedeutende geologische Epochen bis zur Entwicklung des Menschen. Informativ und unterhaltsam werden zahlreiche geologische Aspekte der Natur- und Kulturgeschichte vorgestellt.

Winterberg

Borgs Scheune

(Heimatmuseum mit geologischer Abteilung)

Mollseifener Straße 17
59955 Winterberg-Züschen

☎ 02981 1270

🕒 Fr 15 – 17, Sa 10 – 12

In dem denkmalgeschützten Fachwerkgiebelhaus – eine einstige großherzogliche Zehntscheune des 18. Jahrhunderts – ist eine kleine sehenswerte geologische Sammlung von Gesteinen, Mineralien und Fossilien aus verschiedenen Epochen der Erdgeschichte ausgestellt. Von besonders geologisch-erdgeschichtlicher Bedeutung sind Leitgesteine, die Zeugnis von untermeerischem Vulkanismus im Erdzeitalter des Devons abgeben und nach dem Ort des Vorkommens als „Züschener Quarzkeratophyrtuff“ oder kurz „K7-Horizont“ bezeichnet werden.

Witten

Westfälisches Landesmuseum für Industriekultur Zeche Nachtigall und Infozentrum GeoPark Ruhrgebiet

Nachtigallstraße 35
58452 Witten

☎ 02302 936640

🕒 Di – So + feiertags 10 – 18

An den frühen Bergbau auf Steinkohle im Muttental erinnert die Zeche Nachtigall. Sie ist die älteste Tiefbauzeche an der Ruhr; die Ursprünge des Bergwerkes gehen auf 1714 zurück. Der Stollenbau wurde bis 1832 betrieben, danach folgte der Tiefbau. Schon damals wurden Dampfmaschinen zur Wasserhaltung und Kohlenförderung eingesetzt. Der mühsame Weg ins Industriezeitalter, die Kohlen-schiffahrt auf der Ruhr und die zahlreichen Kleinzechen im Ruhrgebiet („Zeche Eimerweise“) sind Ausstellungsschwerpunkte. Das Besucherbergwerk Nachtigallstollen gehört zum Museum.

Im LWL-Industriemuseum Zeche Nachtigall befindet sich auch das Infozentrum des GeoParks Ruhrgebiet. Hier wurde, unter andere anhand von Geo-Objekten und Modellen, die komplizierte Ruhrgebietsgeologie sehr anschaulich aufbereitet. Der Schwerpunkt liegt auf der Entstehung und dem Vorkommen von Steinkohle. Darüber hinaus gibt es Anregungen für viele abwechslungsreiche und spannende Entdeckertouren im GeoPark.

Gruben- und Feldbahnmuseum Zeche Theresia

Nachtigallstraße 27 – 33
58452 Witten

☎ 0177 4938504

🕒 Öffnungszeiten bitte erfragen;
zahlreiche Sondertermine

Die Fahrzeugsammlung der Muttenthalbahn besteht aus 90 Loks und ca. 200 Waggonen, welche zum großen Teil im Freigelände ausgestellt sind. Diesel-, Elektro- und Pressluftloks, Personen- und Förderwagen aus dem Bergbau sowie zahlreiche Loks und Loren aus dem Feldbahnbereich erwarten die Besucher. Die Lokausstellungshalle und die musealen Ausstellungsräume vermitteln Einblicke in Geschichte und Gegenwart der Gruben- und Feldbahnen (Mitfahrmöglichkeiten bitte erfragen).

Bergbaurundweg Muttental, Museum Bethaus

Muttentalstraße (Bethaus: Muttentalstraße 35)
58452 Witten

☎ 02302 31951 (Bethaus)

🕒 Der Rundweg ist jederzeit zugänglich;

🕒 Bethaus: April bis Oktober Di – Fr 10 – 16,
Sa 10 – 18; So 11 – 18

🕒 November bis März Sa 14 – 18, So 11 – 18;
Gruppen n. Vereinb.

Der 9 km lange Rundwanderweg führt vorbei an Aufschlüssen und Bergbaurelikten aus 450 Jahren Steinkohlengewinnung. Ein kleines Museum befindet sich in den historischen Räumen eines ehemaligen Betthauses der Bergleute am Haltepunkt 2 des Wanderweges. Modelle, historische Arbeitsgeräte, Fotos und Dokumente verdeutlichen die Geschichte des Bergbaus im Muttental, der Wiege des Ruhrgebietsbergbaus. Auf dem Gelände der Zeche Theresia ist ein Gruben- und Feldbahnmuseum mit historischen Schienenfahrzeugen eingerichtet.

Lieferbare geowissenschaftliche Karten

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
44	4410 Dortmund	4411 Kamen	4412 Unna	4413 Werl	4414 Soest	4415 Anröchte	4416 Eifeln	4417 Büren	4418 Bad Wunnenberg (Fürstenberg)	4419 Kleinenberg	4420 Peckelsheim	4421 Borgentreich
45	4510 Witten	4511 Schwerte (Hörde)	4512 Menden (Sauerland)	4513 Arnsberg (N. Hügelland)	4514 Möhnesee (Arnsberg Nord)	4515 Hirschberg	4516 Warstein	4517 Alme	4518 Madfeld	4519 Marsberg (Nieder-marsberg)	4520 Warburg	4521 Liebenau
46	4610 Hagen (Hohenlimburg)	4611 Hagen (Hohenlimburg)	4612 Iserlohn	4613 Balve	4614 Arnsberg (Süd)	4615 Meschede	4616 Olzberg (Eversberg)	4617 Brilon	4618 Adorf	4619 Mengershausen		
47	4710 Radevormwald	4711 Lüdenscheid	4712 Altena	4713 Plettenberg	4714 Süd	4715 Eislohe (Sauerland)	4716 Bodefeld	4717 Niedersfeld				
48	4810 Wipperfürth	4811 Meinerzhagen	4812 Herscheid	4813 Attendorf	4814 Lamstedt (Altenhundem)	4815 Schmallenberg	4816 Girkhausen	4817 Winterberg (Hallenberg)				
49	4910 Lindlar	4911 Gummersbach	4912 Drolshagen	4913 Olpe	4914 Kirchhundem	4915 Wingehausen	4916 Bad Berleburg (Berleburg)	4917 Battenberg (Eder)				
50	5010 Engelskirchen	5011 Wiehl	5012 Eckenhagen (Reichshoff)	5013 Kreuztal (Wenden)	5014 Hilchenbach	5015 Erndtebrück	5016 Bad Laasphe (Laasphe)	5017 Biedenkopf				
51	5110 Ruppichtroth	5111 Waldbrol	5112 Morsbach	5113 Frauenberg	5114 Siegen	5115 Ewersbach	5116 Eibelshausen	5117 Buchenua				
52	5210 Eitorf	5211 Weyerbüsch	5212 Wissen	5213 Betzdorf	5214 Burbach	5215 Dillenburg	5216 Oberfeld	5217 Gladenbach				

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 [GK 25]
mit Erläuterung

-  als Druck lieferbar
-  Karte und/oder Erläuterung nur als Reproduktion lieferbar
-  Anlage: Karte der Steine und Erden 1:50 000
-  Anlage: Hydrogeologische Karte 1:50 000

44												
45	L 4510	L 4512	L 4514	L 4516	L 4518	L 4520						
46												
47	L 4710	L 4712	L 4714	L 4716	L 4718							
48												
49	L 4910	L 4912	L 4914	L 4916	L 4918							
50												
51	L 5110	L 5112	L 5114	L 5116								
52	L 5310		L 5314									

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 [BK 50]

-  als Druck und IS BK 50 lieferbar
-  Grenzblätter als Plot der digitalen Ausgabe lieferbar

Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 [HK 50]

-  als Druck lieferbar
-  als Farbplot, Bilddatei oder digitaler Datensatz lieferbar
-  digital lieferbar

44												
45		CC 4710 Münster					CC 4718 Kassel					
46		C-4710 Dortmund		C-4714 Arnsberg			C 4718 Korbach					
47												
48												
49		CC 5510 Siegen										
50		C 5110 Gummersbach		C 5114 Siegen								
51												
52												

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 [GK 100]
mit Erläuterung

-  als Druck lieferbar
- alle Kartenblätter auch als IS GK 100 lieferbar

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 [GÜK 200]

Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 [BÜK 200]

Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000 [KOR 200]
mit Erläuterung

-  als Druck lieferbar

