

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge



Teil 1

Nordeifel

Umschlagbild: Burg Nideggen, erbaut auf rotem Buntsandstein-Felsen

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge

Teil 1: Nordeifel

KARL-HEINZ RIBBERT

Mit Beiträgen von Hans Baumgarten, Arnold Gawlik, Klaus Grewe,
Franz Richter, Hannsjörg Schuster, Wolfgang Wegener

113 Abbildungen

6 Tabellen

Alle Rechte vorbehalten

© 2010 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.-Geogr. Hans Baumgarten
Dipl.-Geol. Dr. Arnold Gawlik
Dipl.-Geol. Dr. Franz Richter
Dipl.-Geol. Hannsjörg Schuster
Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –

Dr. Klaus Grewe · Tannenstraße 18 · 53913 Swisttal · mail@klaus-grewe.de

M.A. Wolfgang Wegener · LVR – Amt für Bodendenkmalpflege im Rheinland
Endericher Straße 133 · 53115 Bonn · wolfgang.wegener@lvr.de

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

Lektorat, Text- und Bildbearbeitung:

Ulla Amend, Elke Faßbender, Gaby Kamp, Ulrike Lux, Ulrike Mittler, Jörg Schardinell

Druck: Stünings Medien GmbH · Krefeld

Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

ISBN 978-3-86029-934-0

Inhalt

Nordeifel – Natur- und Lebensraum	13
Geologische Entwicklung und tektonischer Bau	19
Geologische und geotektonische Grundlagen	19
Strukturelle Entwicklung	24
Vorvariszische Ära	24
Variszische Ära	25
Alpidische Ära	26
Regionale Baueinheiten	27
Erdgeschichte	33
Das Erdaltertum (Paläozoikum)	33
Kambrium	33
Ordovizium	34
Silur	35
Devon	36
Das Unter- bis Oberdevon des nordwestlichen Venn-Vorlandes	36
Das Unterdevon westlich und östlich der Kalkmuldenzone	43
Das Mitteldevon der Kalkmuldenzone	48
Karbon	55
Unterkarbon	56
Oberkarbon	58
Perm	61
Rotliegend	62
Zechstein	63
Das Erdmittelalter (Mesozoikum)	64
Trias	65
Buntsandstein	66
Muschelkalk	71
Keuper	72
Jura	74
Unterer Jura (Lias)	74
Mittlerer Jura (Dogger) und Oberer Jura (Malm)	75
Kreide	75
Die Erdneuzeit (Känozoikum)	78
Tertiär	79
Quartär	84
Pleistozän	84
Holozän	90
Geologie der Zukunft	93

Montanarchäologie (W. Wegener)	95
Feuerstein-Bergbau	95
Erz-Bergbau	96
Steinkohlen-Bergbau	100
Metallverhüttung	100
Die Eifel-Wasserleitung – antike Wasserversorgung und mittelalterlicher Steinbruch (K. Grewe)	102
Die Quellen	103
Die Trasse	104
Der Steinbruch „Römerkanal“	107
Lagerstätten	110
Steinkohle	110
Erze	110
Buntmetalle	111
Eisen	114
Gold	115
Steine und Erden	115
Festgesteine	116
Karbonatgesteine	116
Silikatgesteine	116
Lockergesteine	117
Grundwasser – Dargebot und Nutzung (H. Schuster)	118
Grundwasser – was ist das eigentlich?	118
Hydrogeologische Teilräume	119
Rureifel und Hohes Venn	121
Kalkmuldenzone	122
Nordwestliches Venn-Vorland	125
Mechernicher Trias-Senke	126
Aachen-Südlimburger Kreide-Tafel	128
Trinkwasser	129
Mineral- und Heilwässer	130
Boden (F. Richter)	135
Boden und Bodennutzung	135
Die Böden der Nordeifel	137
Böden aus Silikatgesteinen	137
Ranker	138
Basenarme Braunerden	138
Basenreiche Braunerden aus Magmatiten	140
Podsole	140
Pseudogleye	141

Böden aus Karbonatgesteinen	142
Basenreiche Braunerden aus Karbonatgesteinen	142
Rendzinen	143
Böden aus Löss und Lössfließerde	143
Böden aus Kolluvium	144
Böden aus holozänen Talsedimenten	144
Böden der Auen	144
Grundwassergeprägte Gley-Bodengesellschaften der schmalen Gebirgstäler	146
Moore	146
Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler (A. Gawlik)	148
Älteste Gesteine	148
Felsen, Klippen und große Steine	149
Korallenriffe	150
Erloschene Vulkane	152
Höhlen- und Sinterbildungen	154
Quellen und Bachschwinden	154
Literaturverzeichnis	156
Glossar	168
Geo-Ziele (H. Baumgarten)	173

Exkurse

Devon

Rotsedimente	37
Die Küstenlandschaft des linksrheinischen Devons	44
Das Schelf-Modell des Unteren Mitteldevons	49
Korallenriffe	51/52

Tertiär

Tertiärzeitlicher Vulkanismus	80
-------------------------------------	----

Quartär

Rurtal	85/86
Kartstein	88
Quartärzeitlicher Vulkanismus	89
Meerfelder Maar	92

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen mit den bisher erschienenen Gebietsmonografien	16
Abb. 2	Naturräumliche Gliederung der Nordeifel	17
Abb. 3	Plattentektonik im heutigen Erdbild	20
Abb. 4	Schnitt durch unterschiedliche Plattengrenzen	21
Abb. 5	Plattentektonische Entwicklung im Paläozoikum	22
Abb. 6	Der Rheinische Trog im Unterdevon	23
Abb. 7	Tektonischer Schnitt durch die Nordeifel	25
Abb. 8	Spezielsattel in unterdevonischen Rurberg-Schichten an der Teufelsley	28
Abb. 9	Tektonische Übersicht der Nordeifel mit den wichtigsten Strukturen	30
Abb. 10	Der ordovizische Graptolith <i>Dyctionema flabelliformis</i>	35
Abb. 11	Paläogeografie des Unteren Mitteldevons im Rheinischen Schiefergebirge ..	38
Abb. 12	Zyklischer Aufbau des Aachener Massenkalks	40
Abb. 13	Kugelige Stromatoporen und Korallen im devonischen Massenkalk	41
Abb. 14	Der Brachiopod <i>Cyrtospirifer verneuili</i> aus den Frasnes-Schiefern	42
Abb. 15	Paläogeografie des Oberdevons im Rheinischen Schiefergebirge	42
Abb. 16	Sandstein-/Tonstein-Wechselagerung der Condroz-Gruppe	43
Abb. 17	Schnitt durch den devonischen Schelf und den Küstensaum des Old-Red-Kontinents	44
Abb. 18	Die unterdevonische Pflanze <i>Drepanophycus spinaeformis</i>	45
Abb. 19	Rotschiefer und Sandsteine der Oberen Klerf-Schichten	46
Abb. 20	Unterdevonische Brachiopoden aus dem Ems-Quarzit	47
Abb. 21	Faziesgliederung in der Kalkmuldenzone zur Zeit der Eifel-Stufe	48
Abb. 22	Krinoiden-Sandstein der Lauch-Schichten	50
Abb. 23	Sandhaltiger Kalkstein der Junkerberg-Schichten	50
Abb. 24	Schnitt durch ein Korallen-Stromatoporen-Riff in der Kalkmuldenzone	51
Abb. 25	Tabulate Koralle <i>Thamnopora</i> in Kalkstein der Unteren Nohn-Schichten	52
Abb. 26	Rugoser Korallenstock <i>Hexagonaria</i> mit aufgewachsenem Brachiopoden ...	53
Abb. 27	Gefaltete Kalksteinschichten der Givet-Stufe	54
Abb. 28	Schnitt durch die Mittel- und Oberdevon-Schichten der Eifel	55
Abb. 29	Paläogeografie des Unterkarbons im Rheinischen Schiefergebirge	56
Abb. 30	Krinoiden-Kalkstein des Kohlenkalks mit Korallenstock	58
Abb. 31	Paläogeografie zur Oberkarbon-Zeit	59
Abb. 32	Bildungsraum eines Steinkohle-Moores im Oberkarbon	60
Abb. 33	Der Großkontinent Pangäa im Perm	62
Abb. 34	Verteilung von Abtragungsgebieten und Sedimentationsräumen zur Zeit des Buntsandsteins	64
Abb. 35	Konglomerate des Mittleren Buntsandsteins	67

Abb. 36	Sedimentation und Tektonik in der Mechernicher Trias-Senke zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins	68
Abb. 37	Bruchstück des Saurierschädels aus der ehemaligen Bleierzgrube Virginia bei Mechernich	70
Abb. 38	Steinsalz-Pseudomorphosen	71
Abb. 39	Paläogeografie zur Oberkreide-Zeit	75
Abb. 40	Fossilien aus dem Grünsand der Vaals-Schichten, Aachener Oberkreide ...	77
Abb. 41	Alttertiärer Ton der Antweiler-Schichten	81
Abb. 42	Tertiär-Quarzit in einem Bachbett bei Oberschömbach	83
Abb. 43	Schematischer Schnitt durch die Flächen- und Terrassentreppe im oberen Rurtal	86
Abb. 44	Steinige Fließerde im Urfttal bei Blankenheimerdorf	87
Abb. 45	Vulkanische Schlacken am Rodderberg	89
Abb. 46	Pingenfeld am Girzenberg	99
Abb. 47	Durch Tagebau überprägter alter Stollen	99
Abb. 48	Unterirdischer Knottenerz-Bergbau auf der Rabenley	99
Abb. 49	Querschlag im Besucherbergwerk Wohlfahrt	99
Abb. 50	Schachtpinge des alten Steinkohlen-Bergbaus an der Wurm	99
Abb. 51	Die Wasserleitungen für das römische Köln, Übersichtskarte	102
Abb. 52	Quellbezirke der Eifel-Wasserleitung in der Sötenicher Kalkmulde	103
Abb. 53	Brunnenstube Klausbrunnen bei Mechernich-Kallmuth	103
Abb. 54	Aquäduktbrücke bei Mechernich-Vussem	104
Abb. 55	Durchlass unter der Eifel-Wasserleitung bei Urft-Dalbenden	105
Abb. 56	Sammelbecken zweier Leitungsstränge in Mechernich-Eiserfey	106
Abb. 57	Abbruch der Eifel-Wasserleitung in mittelalterlicher Wiederverwendung: Burg Münchhausen bei Wachtberg-Adendorf	106
Abb. 58	Leitungsaufschluss mit 30 cm starken Kalksinterablagerungen bei Euskirchen-Kreuzweingarten	107
Abb. 59	Säule aus Aquädukt-Marmor in der Stiftskirche St. Chrysanthus und Daria in Bad Münstereifel	108
Abb. 60	Aus Kalksinter wird Aquädukt-Marmor: Die beiden vorderen Säulen des Baldachins über dem Hochaltar von Maria Laach	109
Abb. 61	Erzprovinzen in der Nordeifel	111
Abb. 62	Zinkerz in Form von Schalenblende	112
Abb. 63	Geblicherter Buntsandstein mit Bleiglanzknotten und dunkelbraun verfärbt Tuten	113
Abb. 64	Hämatitisch-karbonatisches Roteisenerz der Lauch-Schichten	114
Abb. 65	Ordovizische Schiefer im Steinbruch bei Schevenhütte	116
Abb. 66	Kreislauf des Wassers	118
Abb. 67	Ausschnitt aus der Karte der Grundwasservorkommen	120

Abb. 68	Rurtalsperre	122
Abb. 69	Römerquelle (Grüner Pütz) in Nettersheim	123
Abb. 70	Ahrquelle in Blankenheim und Erftquelle in Holzmülheim	124
Abb. 71	Portal des Eicher Stollens in Aachen	125
Abb. 72	Schlabergquelle in Aachen-Hahn	126
Abb. 73	Grundwasser-Gewinnungsanlagen in der Mechernicher Trias-Senke	126
Abb. 74	Artesisches Ausströmen von Grundwasser aus einer Bohrung	127
Abb. 75	Die „Sieben Quellen“ in Aachen-Seffent	128
Abb. 76	Rohwasser-Anteile der öffentlichen Trinkwassergewinnung	129
Abb. 77	Anteile der Grundwasserentnahmen für die öffentliche Trinkwasserversorgung	130
Abb. 78	Heilstein-Quelle, Laufbrunnen in Einruhr	131
Abb. 79	Elisenbrunnen, Aachen-Innenstadt	132
Abb. 80	Marktbrunnen, Aachen-Burtscheid	133
Abb. 81	Querprofil durch das Thermalwasser-Fließsystem Aachen	134
Abb. 82	Die Bodenlandschaften der Eifel	136
Abb. 83	Basenarme Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde	139
Abb. 84	Blick über den Obersee	139
Abb. 85	Buchenwald auf basenarmer Braunerde	139
Abb. 86	Podsol aus Fließerde	139
Abb. 87	Kiefernforst auf Podsol	139
Abb. 88	Stark gebleichter Pseudogley aus Fließerde	139
Abb. 89	Moorstagnogley	139
Abb. 90	Pseudogley aus lösslehmhaltiger Fließerde	145
Abb. 91	Kalkbuchenwald auf Braunerde-Rendzina	145
Abb. 92	Braunerde-Rendzina auf Muldenkern-Dolomit	145
Abb. 93	Wacholderheide auf dem Kalvarienberg bei Adorf	145
Abb. 94	Kolluvisol aus humosem Kolluvium	145
Abb. 95	Schmalblättriges Wollgras im Wollerscheider Venn	145
Abb. 96	Moorlilie in einem Übergangsniedermoor	145
Abb. 97	Kaiser Karls Bettstatt	151
Abb. 98	Aufschluss bei Drei-Kaiser-Eichen	151
Abb. 99	Mullions bei Dedenborn	151
Abb. 100	Hochkoppel-Felsen bei Untermaubach	151
Abb. 101	Katzensteine bei Mechernich	151
Abb. 102	Zyklopensteine bei Aachen	151
Abb. 103	Korallenriff bei Schmidtheim	151
Abb. 104	Stromatoporenriff bei Nettersheim	151
Abb. 105	Gefaltetes Korallenriff bei Dollendorf	151

Abb. 106	Tomberg bei Rheinbach	153
Abb. 107	Godesburg in Bonn-Bad Godesberg	153
Abb. 108	Trachyt am Hohenberg in Wachtberg	153
Abb. 109	Basalt am Dächelsberg in Wachtberg	153
Abb. 110	Kartstein/Kakushöhle	153
Abb. 111	Ahrquelle in Blankenheim	153
Abb. 112	Erftquelle in Holzmülheim	153
Abb. 113	Bachschwinde bei Zingsheim	153

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Erdgeschichtlicher Überblick	14/15
Tab. 2	Stratigrafische Gliederung von Kambrium, Ordovizium, Silur, Unter- und Mitteldevon	34
Tab. 3	Stratigrafische Gliederung des Oberdevons und Karbons	39
Tab. 4	Stratigrafische Gliederung von Perm, Trias, Jura und Kreide	73
Tab. 5	Stratigrafische Gliederung und Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs	79
Tab. 6	Klimatische Entwicklung und Kulturstufen des Quartärs	90

Nordeifel – Natur- und Lebensraum

Die vorliegende Veröffentlichung reiht sich in die geologischen Gebietsmonografien des Landes Nordrhein-Westfalen ein. Bisher sind Beschreibungen für das Niederrheingebiet, das Münsterland sowie das Weser- und Osna-brücker Bergland erschienen. Die Monografie „Geologie im Rheinischen Schiefergebirge“ ist wegen der Größe des Gebietes und der Vielfalt der dort anzutreffenden geologischen Verhältnisse dreigeteilt, und zwar rechtsrheinisch in das Bergische Land sowie das Sauer- und Siegerland und linksrheinisch in die Nordeifel, der sich die vorliegende Veröffentlichung widmet.

Das Rheinische Schiefergebirge bildet den südlichen Teil von Nordrhein-Westfalen. Wie der Name schon sagt, ist es ein vornehmlich aus geschieferten Gesteinen aufgebautes Mittelgebirgsland beiderseits des Rheins (Abb. 1). Im Norden grenzen daran die nordrhein-westfälischen Flachlandbereiche des Münsterlandes und der Niederrheinischen Bucht. Im Süden und Osten setzt sich das Rheinische Schiefergebirge nach Rheinland-Pfalz und Hessen fort, im Westen geht es in die belgisch-nordfranzösischen Ardennen über.

Das Rheinische Schiefergebirge wird überwiegend von Gesteinen des Erdaltertums, insbesondere von denen der Devon-Zeit, aufgebaut. Jüngere Festgesteine sind nur in den Randgebieten zu anderen Naturräumen zu finden (Abb. 1). Die in diesen Gesteinen überlieferte Erdgeschichte umfasst – wenngleich nicht vollständig dokumentiert – den Zeitraum zwischen dem Kambrium (ca. 530 Mio. Jahre v. h.) und der Oberkreide (ca. 70 Mio. Jahre v. h.). In dieser Zeitspanne sind unter wechselnden Klima- und Ablagerungsbedingungen die verschiedenen Festgesteine des Rheinischen Schiefergebirges entstanden (s. Tab. 1). Jün-

gere Ablagerungen aus der Tertiär- und Quartär-Zeit sind in der Regel unverfestigt und liegen bevorzugt in Tälern und morphologischen Senken als Deckschichten über den Festgesteinen.


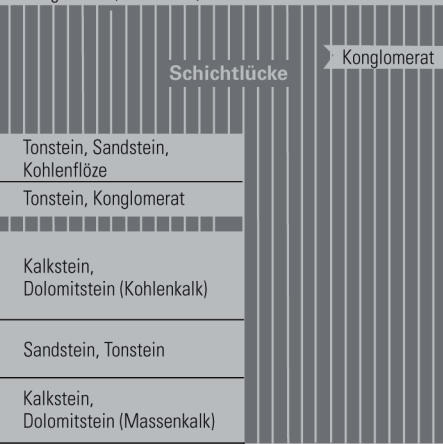


Die Eifel ist der durch Rhein und Mosel begrenzte linksrheinische Teil des Rheinischen Schiefergebirges. Der Begriff Nordeifel ist weniger naturräumlich, als vielmehr geografisch definiert: Die nördliche Eifel gehört überwiegend zum Bundesland Nordrhein-Westfalen, während der weitaus größere südliche Teil der Eifel auf rheinland-pfälzischem Gebiet liegt. Die Nordeifel ist also als der nördliche, nordrhein-westfälische Teil der Eifel zu verstehen.

Die naturräumliche Gliederung der Eifel (Abb. 2) basiert auf der Oberflächenmorphologie und der Bodennutzung. Beide werden in großem Maße durch den geologischen Untergrund bestimmt. Sehr deutlich wird dies beispielsweise durch den landschaftlichen und geologischen Gegensatz von Kalkeifel und Rur- beziehungsweise Ahreifel. In der Kalk-eifel – geologisch der Kalkmuldenzone entsprechend – wechseln sich waldfreie, oft eingemuldete Flächen mit fruchtbaren Böden und bewaldeten Höhenzügen, die zwischen den einzelnen Kalkmulden verlaufen, ab. Höhenzüge aus unterdevonischen Sand- und Tonsteinen mit einer sehr begrenzten landwirtschaftlichen Bodennutzung sind auch für die östlich gelegene Ahreifel bestimmend. Die westlich an die Kalkeifel angrenzende Rureifel ist geprägt durch Hochflächen mit ausgedehnten Waldgebieten und großen Rodungsinseln. Im Süden schließt sich daran die überwiegend zu Rheinland-Pfalz gehörende Westliche Hocheifel mit ihren flachwelligen, muldenreichen Hochflächen mit bis zu + 700 m NN an.

Tabelle 1
Erdgeschichtlicher Überblick

Ära	System	Alter (Ma*)	Serie	Stufe	Paläogeografie, Klima, Fazies
Känozoikum (Erdneuzeit)	Quartär	0,01	Holozän	Postglazial	kühl-gemäßigtes Klima, Bodenbildung, Moorbildung
			Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	zunehmende Abkühlung
		Eem-Warmzeit		Wechsel von Tiefenerosion und Aufschotterung	
		Saale-Kaltzeit		Solifluktion, Lössaufwehung	
		Tertiär	2,6	Jungtertiär	Pliozän
	Miozän				zeitweise flache Meeresbedeckung
	Paläogen	24	Alttertiär	Oligozän	festländische Verwitterung, Verkarstung, fluvialer Transport
				Eozän	
				Paleozän	
	Mesozoikum (Erdmittelalter)	Kreide	65	Oberkreide	Maastricht bis Cenoman
Unterkreide				festländische Verwitterung und Abtragung	
Jura		142	Malm	warmes Flachmeer	
			Dogger		
			Lias		
Trias		200	Keuper	Salz-Ton-Ebene, limnisch-brackische Sedimentation	
			Muschelkalk	küstennahes, warmes Flachmeer	
			Buntsandstein	festländisches Becken in aridem Klima, fluviale Sedimentation	
			Zechstein	randliche Meeresüberflutung	
Paläozoikum (Erdaltertum)		Perm	251	Rotliegend	Hebung, Abtragung und Einebnung des Variszischen Gebirges
	Karbon			Oberkarbon (Silesium)	Stefan
		Westfal	subvariszische Saumsenke mit tropischen Küstenmooren		
		Namur	Meeresrückzug		
	Unterkarbon (Dinantium)	296	Visé	Kohlenkalk-Schelf mit flacher Meeresbedeckung, zeitweise trockenfallend	
			Tournai		
	Devon	Oberdevon	358	Famenne	Schelf, Sandschüttungen
				Frasnes	flaches Schelfmeer mit Korallen-/Stromatoporenriffen
		Mitteldevon	Givet	NW kontinentales „Old Red“ SE zeitweilig Sandschüttungen	
			Eifel		
Unterdevon			Ober-		nördlicher Randbereich des Rheinischen Troges, Sandschüttungen im küstennahen Bereich (Delta)
	Unter-				
Silur	417	Pridoli bis Llandovery	Hebung und Abtragung		
		Ordo- vizium	443	Ashgill bis Tremadoc	Becken mit turbiditischen Einschüttungen
Kambrium	495				Schelf?
		545			

*Mio. Jahre (nach Deutsche Stratigraphische Kommission 2002)

	max. Mächtigkeit (m)	Gestein	tektonische Ereignisse, Vulkanismus		
	10	Auenlehm, Hoch- und Niedermoor	Erdbeben, Fortleben der Bruchtektonik	Alpidische Ära	
	50	Niederterrassen	junger Vulkanismus (Rodderberg)		
		Mittelterrassen			Sand und Kies, Hanglehm, Löss, Vulkanite, Sinterkalkstein
		Hauptterrassen			
	550	Sand, Kies, Ton	Hebung des Rheinischen Schiefergebirges		
		Sand, Kies, Ton, Braunkohle	Bruchtektonik		
	10	Quarkies, Ton	Einsinken der Niederrheinischen Bucht Basaltvulkanismus		
	200	Kalkstein, Sand und Ton	saxonische Bruchtektonik, z. T. mit Umkehrbewegungen		
					
	27	Tonstein	altkimmerische Phase epirogene Hebungen und Senkungen, Bruchtektonik		
	80	Sandstein, Tonstein, Mergelstein			
	105	Dolomitstein, Mergelstein, Sandstein			
	290	Konglomerat, Sandstein, Tonstein			
	240	15		 Konglomerat	
	1600	Tonstein, Sandstein, Kohlenflöze	variszische Gebirgsbildung	Variszische Ära	
	800	Tonstein, Konglomerat	Metamorphose am Venn-Südrand		
	350	Kalkstein, Dolomitstein (Kohlenkalk)			
	600	Sandstein, Tonstein			
	450	Kalkstein, Dolomitstein (Massenkalk)			
	400	1000	 Dolomitstein, Kalkstein, Mergelstein		
	1500	Konglomerat	saurer Vulkanismus (Bentonite)		
	7500	Tonstein, Schluffstein, Sandstein Basiskonglomerat	Schichtlücke?		
			kaledonische Gebirgsbildung	Kaledonische Ära	
	950	Tonstein, Sandstein	Tonalit- und Diabasvulkanismus		
	2500	Tonstein, Quarzit			

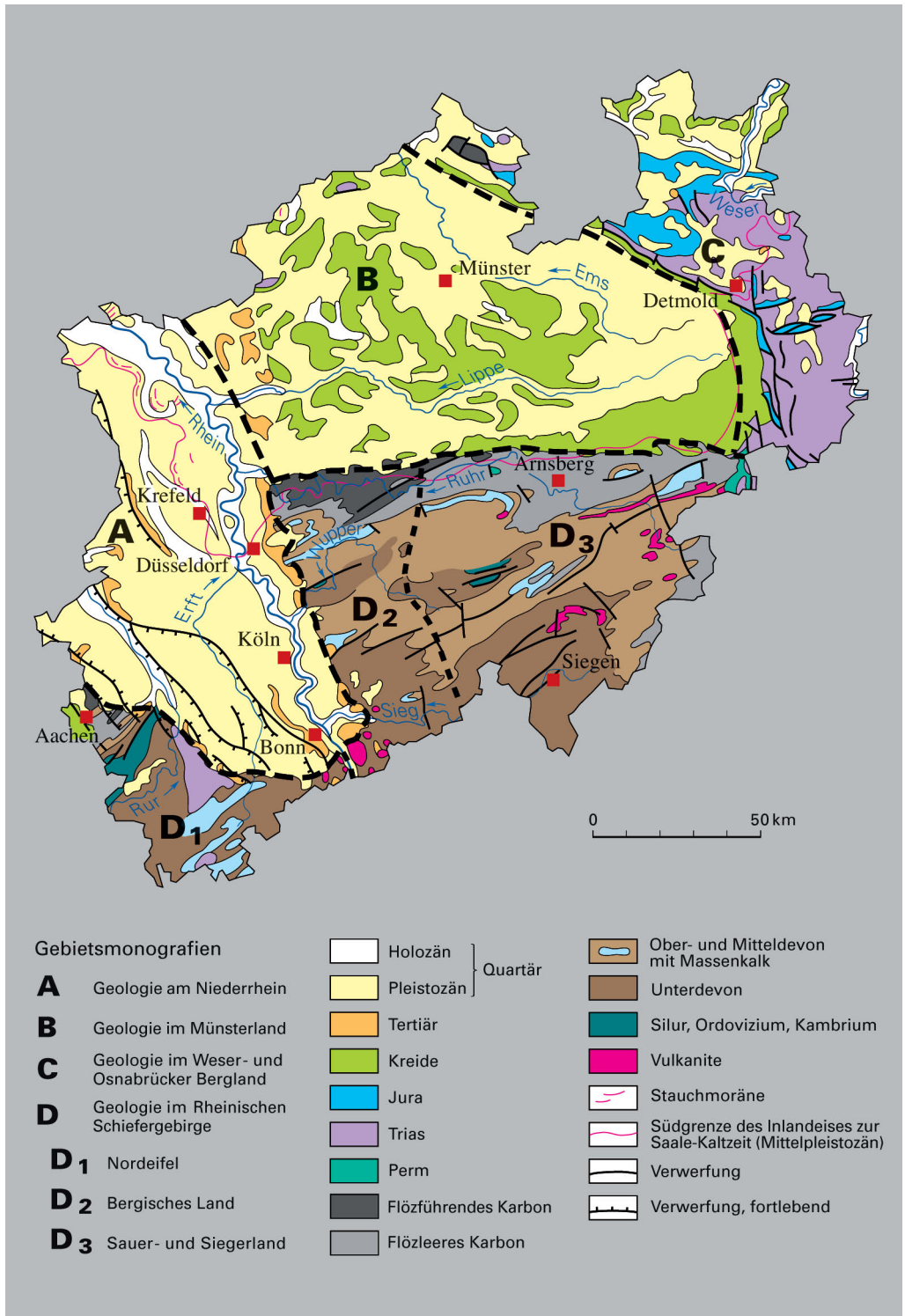


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen mit den bisher erschienenen Gebietsmonografien und den drei Teilbereichen der Monografie „Geologie im Rheinischen Schiefergebirge“

Die Rureifel wird im Nordwesten vom Hohen Venn begrenzt. Niederschlagsreichtum und karge Böden haben auf dem Hohen Venn eine wald- und moorreiche Landschaft entstehen lassen, deren höchster Punkt mit + 692 m NN auf der belgischen Botrange liegt. Der nordwestliche Abfall zur Vennfußfläche ist mit 300 m Höhenunterschied recht ausgeprägt. Der geologisch abwechslungsreiche devonische und karbonische Untergrund der Venn-

fußfläche ist flachwellig und überwiegend landwirtschaftlich genutztes Siedlungsland. Die naturräumliche Abgrenzung zum Aachener Hügelland zwischen Stolberg und Aachen ist nicht sehr deutlich. Im Übergangsbereich gewinnt die pleistozäne Lössbedeckung an Bedeutung. Das westliche Aachener Hügelland wird von Schichten der Oberkreide eingenommen und auch als Aachen-Südlimburger Kreide-Tafel bezeichnet.

Nördlich der Kalkeifel setzt sich die waldarme, nach Norden abfallende Landschaft in der Mechernicher Voreifel auf Gesteinen der Trias und des Devons fort. Einen vergleichbaren Übergangscharakter zum Niederrheini-

Abb. 2: Naturräumliche Gliederung der Nordeifel (nach Geogr. Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands)



schen Tiefland hat auch der Münstereifeler Wald und Nordöstlicher Eifel Fuß als nördliche Fortsetzung der Ahreifel. Aufgrund seines Untergrundaufbaus aus Devon-Schichten gehört auch das Mittelrheingebiet südlich von Bonn noch zum Gebirgskörper der Eifel.

Die Beschreibung der im Laufe der Erdgeschichte abgelagerten Gesteine und ihre Entstehungsgeschichte bilden das Grundgerüst der Monografie. Ein besonderer Schwerpunkt liegt auf der Deutung der Umwelt- und Ablagerungsbedingungen in der Zeit, in der die jeweiligen Gesteine entstanden sind, und auf der Einordnung der regionalen Geologie in das Gesamtgeschehen der Erdgeschichte.

Vom jüngsten geologischen Zeitabschnitt, dem Quartär, wird in den die frühe Ressourcennutzung durch den Menschen beschrei-

benden Kapiteln „Montanarchäologie“ und „Die Eifel-Wasserleitung“ ein Bogen zu den der praktischen Geologie gewidmeten Kapiteln „Lagerstätten“ und „Grundwasser – Darlebot und Nutzung“ geschlagen. Die Grundlagen der Bodennutzung durch Land- und Forstwirtschaft werden im anschließenden Kapitel „Boden“ beleuchtet. Das Kapitel „Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler“ beschreibt sehenswerte geologische Objekte der Nordeifel.

Ein ausführliches Schriften- und Kartenverzeichnis erschließt die zugängliche Literatur über den Betrachtungsraum.

Einige nicht zu vermeidende Fachausdrücke werden außerdem in einem Glossar erläutert.

Geologische Museen, Bergwerke, Höhlen und geologische Wanderpfade sind im Anhang unter dem Titel „Geo-Ziele“ aufgelistet.

Geologische Entwicklung und tektonischer Bau

Geologische und geotektonische Grundlagen

Bevor der tektonische Aufbau der Nordeifel und die Geschichte ihrer Gesteine im Einzelnen beschrieben werden, soll ein kurzer Exkurs zu den Grundlagen der Geologie, zum Ablauf und zu den Ursachen der Gesteinsbildung sowie den Grundzügen des Gebirgsbaus gemacht werden.

Grundlage aller geologisch-erdgeschichtlichen Betrachtungen sind zwei recht einfache geowissenschaftliche Prinzipien. Das erste, das Lagerungsgesetz von STENO (1669), besagt, dass die Schichten, die in einem Gesteinsstapel unten liegen, im Normalfall auch zuerst entstanden, also die älteren sind. STENO war es auch, der vehement die organische Herkunft der Fossilien gegenüber denjenigen verttrat, die sie als „Spiele der Natur“ abtun wollten. Eng verbunden mit dem Lagerungsgesetz ist die erstmals von dem englischen Kanalbauer W. SMITH (1796) formulierte Beobachtung, dass in einer Abfolge von Schichten jede Schicht an jedem Ort die gleichen speziellen Fossilien führt.

Das zweite Grundprinzip der Geologie beinhaltet die nicht grundsätzlich zu widerlegende Vermutung, dass die geologischen Vorgänge, die heute zur Bildung von Ablagerungen, den sogenannten Sedimenten, in Meeren, Flüssen oder Wüsten führen, auch in der Erdvergangenheit die gleichen gewesen sind. Dieses „Aktualismus“ genannte Prinzip – von CH. LYELL in seinen „Principles of Geology“ (1830 bis 1833) anschaulich dargestellt – hat die geologische Forschung außerordentlich befruchtet und bis heute zu sehr konkreten Vorstellungen über die Ablagerungsbedingungen in der Erdvergangenheit geführt.

Über die rein stoffliche Beschreibung der Gesteine hinaus lassen ihre „versteinerten“ Strukturen sowie ihr Fossilinhalt – zusammenfassend als das Erscheinungsbild, die Fazies (lat. *facies* = Gesicht), bezeichnet – vielfältige Rückschlüsse zu. So ermöglicht die Analyse der Gesteinsfazies nach dem Prinzip des Aktualismus Aussagen über den Entstehungsbe- reich (z. B. Meer oder Festland), den Bildungsvorgang (z. B. Ablagerung durch strömendes Wasser oder Korallen-Riffbildung) und das damals herrschende Klima. Darüber hinaus ermöglichen die heute als Fossilien vorliegenden Tiere und Pflanzen für die Geologie hilfreiche Aussagen. Die manchmal recht schnelle artliche Fortentwicklung der Tier- und Pflanzenwelt führte dazu, dass bestimmte Fossilien nur in Schichtenabschnitten einer bestimmten Entstehungszeit vorkommen und so eine relative Altersbestimmung der Schichten möglich wird. Die Tiere und Pflanzen, die heute als Fossilien zu finden sind, dienen in der Geologie daher maßgeblich zur Altersbestimmung.

Heutzutage hat über die klassische Naturbeobachtung hinaus auch in der Geologie eine Vielzahl physikalischer und chemischer Untersuchungsmethoden die Gewinnung exakter Daten möglich gemacht. So ist beispielsweise ein absoluter Zeitmaßstab der Erdgeschichte durch die Bestimmung und weltweite Korrelation von radiometrisch ermittelten Altern an vulkanischen Gesteinen gewonnen worden. Auch gebirgsbildende (= tektonische) Ereignisse können durch die radiometrische Alterszuordnung bestimmter Glimmerminerale, die bei der Gebirgsbildung entstanden sind (z. B. Illit), datiert werden.

Chemische Untersuchungen der Isotope geeigneter Elemente der Gesteine beleuchten unter anderem die klimatischen Bedingungen

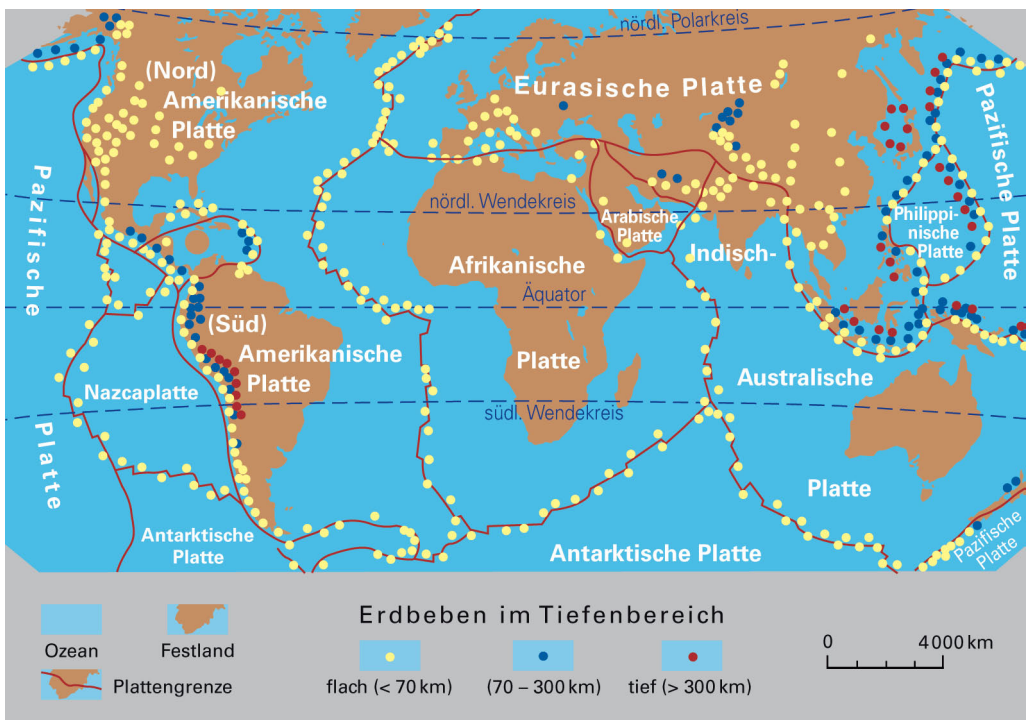
ihrer Entstehung auf dem Land oder im Meer. Die Erdwissenschaftler unserer Tage werden dadurch in die Lage versetzt, die Klimaentwicklung in der gesamten Erdgeschichte aufzuschlüsseln und so auch die klimatischen Veränderungen der jüngsten Zeit besser zu verstehen.

Die Beschreibung des Stoffkreislaufs der Gesteine beginnt in einem über den Meeresspiegel herausgehobenen Teilgebiet der Erdkruste, hier generalisierend „Gebirge“ genannt, das den exogenen Kräften von Verwitterung und Abtragung ausgesetzt ist. Das abgetragene Lockermaterial sammelt sich in einem Trog. Dieser senkt sich in dem Maße ab, in dem ihn das antransportierte Sedimentmaterial auffüllt. Durch das steigende Gewicht der stetig wachsenden Lockergesteinsmenge nimmt der Überlagerungsdruck zu. Der Druck führt zunächst zu einer Entwässerung, später zu einer

Verfestigung der Sedimente. Dieser Vorgang wird Diagenese genannt. Unterliegt der Sedimentationstrog im Folgenden einengenden horizontalen Spannungen, etwa im Zuge einer Gebirgsbildung, so reagieren die Gesteine im Kleinbereich spröde und zerbrechen. Im Großbereich aber und bei tiefer Versenkung und großem Überlagerungsdruck reagieren sie plastisch mit der Bildung von Falten in unterschiedlichen Formen und Dimensionen.

Der Motor, der hinter den mechanischen Spannungen und den daraus resultierenden Verformungen steckt, ist die Plattentektonik. Wie keine andere Theorie zuvor hat die der Plattentektonik seit den 1960er-Jahren die geologischen, tektonischen und klimatischen Vorstellungen bezüglich der globalen Erdgeschichte beflügelt. Entstanden ist sie aus der Hypothese der Kontinentalverschiebung, die der deutsche Geophysiker A. WEGENER

Abb. 3: Plattentektonik im heutigen Erdbild



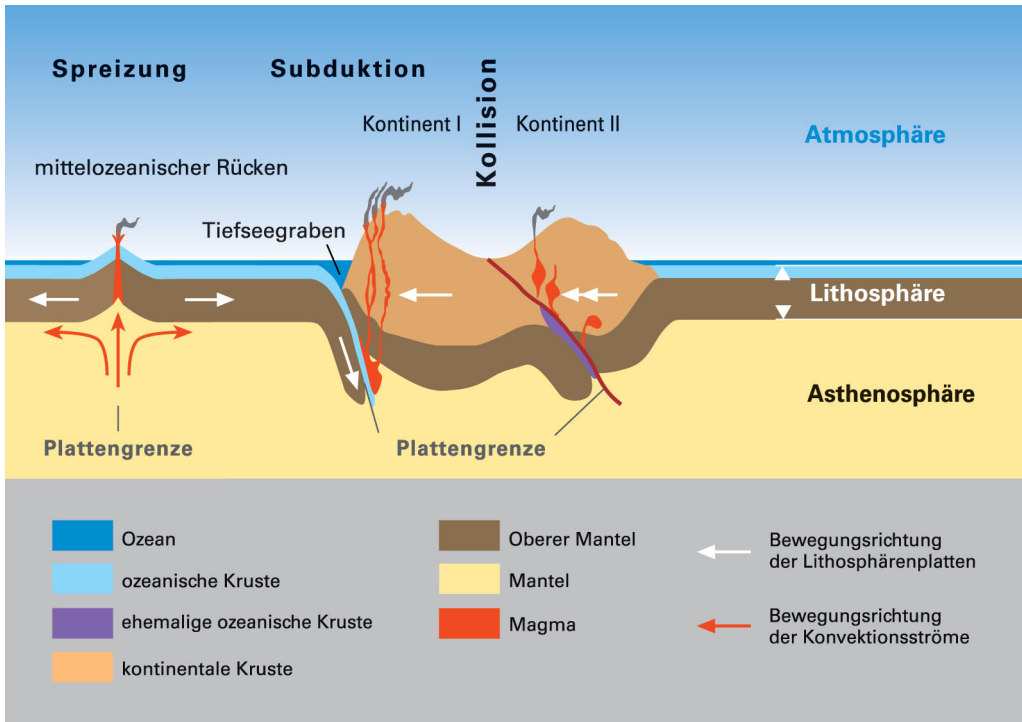


Abb. 4: Schnitt durch unterschiedliche Plattengrenzen

zwischen 1915 und 1929 formulierte. Ausgehend von der guten Passform der südamerikanischen und westafrikanischen Küstenlinie fand er überzeugende geologische und paläontologische Argumente für einen ursprünglichen Zusammenhang dieser Kontinente. Da er aber zu seiner Zeit nicht in der Lage war, die geophysikalischen Ursachen einer Kontinentalverschiebung zu erklären, geriet seine Hypothese in Vergessenheit.

Erst nach 1960, mit der Entwicklung neuartiger Forschungsmethoden wie der Tiefenseismik an Kontinentalrändern, der geomagnetischen Vermessung der mittelozeanischen Rücken, der Erfassung der Magnetpol-Wanderung und nicht zuletzt der Durchführung von Tiefsee-Bohrungen, wurde WEGENERS ursprüngliche Idee wieder aktuell.

Seit die Erde eine feste Kruste hat, driften kontinentale und ozeanische Segmente dieser

Kruste – die sogenannten Platten – über den plastisch-zähflüssigen Erdmantel. An einigen Stellen bewegen sich die Platten voneinander fort, an einigen aufeinander zu und wieder an anderen aneinander vorbei. Plattenkollisionen führten zu mechanischen Spannungen und setzten damit die Bildung von Faltegebirgen oder eine Blocktektonik mit großen Vertikal- und Horizontalbewegungen in Gang.

Das heutige Bild der Erdkruste ist durch zwei Phänomene gekennzeichnet (Abb. 3 u. 4): In den Spreizungszonen der mittelozeanischen Rücken steigt aus dem Erdmantel basaltisches Magma auf. Dadurch wird laufend neue ozeanische Kruste gebildet. Der Durchmesser der Erde bleibt aber gleich, also muss an anderen Stellen in gleichem Maße ozeanische Kruste „verschluckt“ werden. Das geschieht in den Subduktionszonen der aktiven Kontinentalränder. Dort stößt dünne, schwere ozeanische Kruste auf dicke, leichte kontinentale

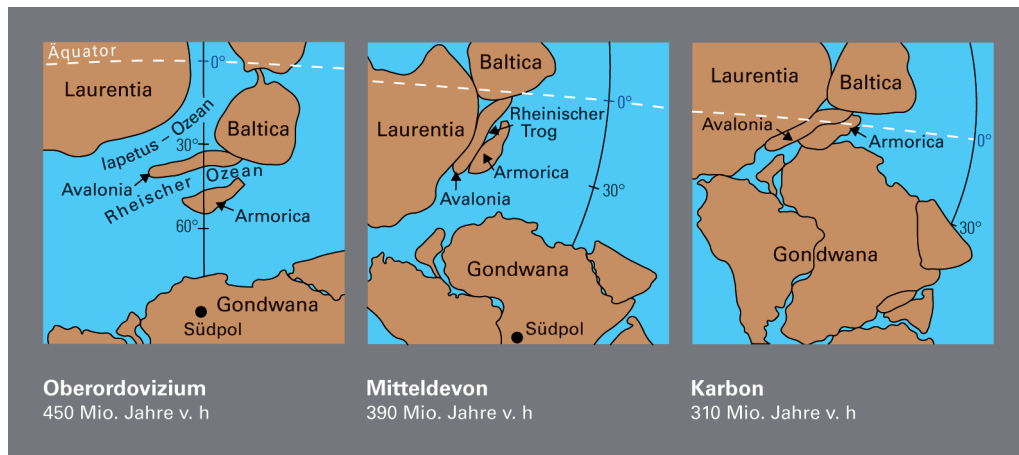


Abb. 5: Plattentektonische Entwicklung im Paläozoikum (nach TAIT et al. 1997, verändert)

Kruste und taucht aufgrund ihres höheren spezifischen Gewichts unter diese ab. Ausgelöst durch die Schubwirkung des Vorgangs, wird der Inhalt küstennaher Sedimentbecken eingeeignet, gefaltet und herausgehoben. Die Faltengebirge von Alpen und Himalaya sind Zeugnisse solcher Plattenkollisionen während der Tertiär-Zeit (ca. 65 – 2 Mio. Jahre v. h.). Mit der Subduktion sind eine Verdickung und ein teilweises Aufschmelzen der kontinentalen Kruste zu granitischen Tiefengesteinen, sogenannten Plutoniten, verbunden. So kam und kommt es entlang der Subduktionszonen der Erde neben Erdbeben immer wieder zu schweren Vulkanausbrüchen, bei denen die aufgeschmolzenen Tiefengesteine als Magma an die Erdoberfläche gefördert werden.

In den vergangenen Jahrzehnten sind viele, in den Details sehr unterschiedliche Ansichten über die plattentektonische Entwicklung des heutigen Europas geäußert worden. Allgemein akzeptiert ist aber, dass sich im älteren Paläozoikum drei große Kontinentalplatten auf der Südhalbkugel der Erde befanden – Laurentia und Baltica im Norden, Gondwana im Süden (Abb. 5). Ursprünglich lagen nördlich von Gondwana die kleineren Platten Avalonia und Armorica. Sie waren während des frühen Paläozoikums von Gondwana abgebrochen und hat-

ten unterschiedliche Driftwege eingeschlagen. Anfänglich nahe Gondwana, nördlich des damaligen Südpols gelegen, drifteten sie im Verlauf von Ordovizium und Silur (495 – 417 Mio. Jahre v. h.) nach Norden.

Avalonia ist die Kontinentalplatte, auf der das geologische Geschehen des rheinischen Paläozoikums ablief. Das westliche Ende der avalonischen Platte liegt heute im Bereich der nordamerikanischen Ostküste. Im heute mitteleuropäischen Teil dieses Mikrokontinents haben sich zuerst die altpaläozoischen Meeresablagerungen der vordevonischen Zeit gebildet und später die Ablagerungen des Rhenoharzynischen Beckens. Das östliche Ende von Avalonia, die Kollisionszone zu Baltica, wird im Untergrund von Nordostdeutschland vermutet. Sehr viel später, im Verlauf des Mesozoikums, ist dann Avalonia durch die Öffnung des Atlantischen Ozeans zweigeteilt worden.

Am Anfang der für das Rheinische Schiefergebirge maßgeblichen tektonischen Entwicklung stand die Kollision von Avalonia und Laurentia im Silur, infolge derer das Kaledonische Gebirge im heutigen Nordeuropa aufgefaltet wurde. Im Laufe der Zeit wurde es abgetragen. Die so entstandene Rumpflandschaft wird Old-Red-Kontinent genannt.

Bei der Annäherung der beiden Platten wurde zunächst der dazwischen liegende Iapetus-Ozean eingengt und sein Ozeanboden in einer Subduktionszone verschluckt. Nach der Kollision von Avalonia und Laurentia im höheren Silur entwickelte sich auf dem Südteil der Avalonischen Platte durch Krustendehnung ein neuer Meeresbereich. Dieser wird in der Literatur als Rheinischer Trog (Abb. 6), Rheinisch-Ardennischer Trog oder, nach Osten ausgeweitet, als Rheinoherzynisches Becken bezeichnet. Aus plattentektonischer Sicht ist es der randliche Teil des sehr viel größeren Rheinischen Ozeans.

Die Ablagerungen des westlichen Rheinoherzynischen Beckens reichen vom Brabanter Massiv in Belgien und dem Schiefergebirgsnordrand bis zu Hunsrück und Taunus im Süden. Dazwischen dokumentieren die Gesteine der Devon-Zeit alle Sedimentationsräume vom Festland des Old-Red-Kontinents im Nordwesten über Flachmeerbereiche mit Deltas und dem Schelf bis hin zum offenen Meer im Süden und Südosten.

Der neue Meeresbereich nahm an seinem Nordrand das Abtragungsmaterial des Kaledonischen Gebirges auf.

Viele tausend Meter an Sedimenten haben sich während des Devons im Rheinischen Trog angesammelt und dabei die Kruste immer tiefer eingedrückt. Die Breite des Rheinischen Troges zwischen dem heutigen Nord- und Südrand des Schiefergebirges dürfte während des Unterdevons etwa 300 km betragen haben.

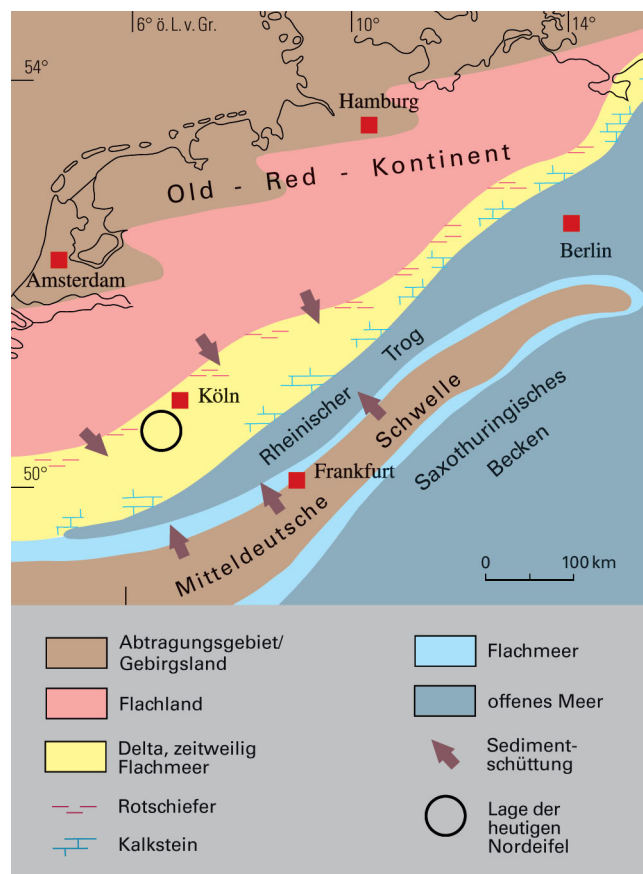
Während der Sedimentation kam es im östlichen Rheinischen Schiefergebirge mehrmals zum Aufstieg vulkanischer Schmelzen (im Devon und Karbon). Sie sind meist untermeerisch eruptiert und zumeist als relativ geringmächtige basische oder intermediäre Vulkanite in devonischen und unterkarbonischen Schichtenfolgen eingelagert.

Nach Abschluss der Sedimentation wurde im Verlauf der variszischen Faltung – ausgelöst

durch die Norddrift Gondwanas – das Rheinoherzynische Becken mit dem Rheinischen Trog ab dem tiefen Oberdevon geschlossen und seine Ablagerungen wurden zu einem Gebirgskörper aufgefaltet.

An der variszischen Gebirgsbildung waren nicht nur die bekannten großen Krustenplatten beteiligt. Südlich von Avalonia befand sich im Bereich des Rheinischen Ozeans (Abb. 5) ein plattentektonisches Puzzle aus Mikroplatten, die unter dem Begriff Armorica zusammengefasst werden. Zu deren Sedimentbedeckung gehörten unter anderem auch die paläozoischen Ablagerungen des Saxothuringischen Beckens (Abb. 6) und die des noch weiter süd-

Abb. 6: Der Rheinische Trog im Unterdevon (nach STETS & SCHÄFER 2002, ergänzt)



lich gelegenen Moldanubischen Beckens. Diese Teilbereiche bildeten nach der Kollision der Einzelplatten den südlichen Teil des Variszischen Gebirges, dessen Reste heute zum Beispiel Odenwald, Thüringer Wald oder Schwarzwald aufbauen.

Die Unterschiede zwischen den variszischen Teilzonen – Rhenoherynikum (Rheinisches Schiefergebirge) im Norden, Saxothuringikum (Sudeten, Erzgebirge, Thüringer Wald und Frankenwald, Spessart, Odenwald sowie die nördlichen Bereiche von Vogesen und Schwarzwald) in der Mitte und Moldanubikum (Böhmische Masse, Schwarzwald und Vogesen) im Süden – können hier nur sehr kurz beschrieben werden. In den Zonen außerhalb des Rhenoherynikums gehören die zum Teil nur in Resten erhaltenen paläozoischen Sedimente dem Ablagerungsbereich des offenen Meeres an. Sie ruhen auf einer vorvariszisch konsolidierten Kruste und sind während der variszischen Gebirgsbildung stellenweise von granitischen Schmelzen durchdrungen oder durch eine Metamorphose verändert worden.

Die ursprüngliche Vorstellung, dass die zuvor beschriebenen Baueinheiten des Variszischen Gebirges seit ihrer Entstehung als Sedimentbecken ihre Lage nicht wesentlich verändert haben (Fixismus), ist, wie schon vorher im Text zu erkennen war, der plattentektonisch begründeten, mobilistischen Vorstellung gewichen. Dennoch sind die Driftgeschichte der einzelnen Plattenteile Armoricas sowie die zeitliche Entwicklung und die Breite der variszischen Meeresgebiete südlich des Rheinischen Troges nach wie vor unklar. Wegen der nicht zu erkennenden Beteiligung ozeanischer Kruste am Aufbau des mitteleuropäischen Variszikums wird es auch als Intraplatten-Orogen bezeichnet. Der Rheinische Trog hat im Rahmen des gesamten variszischen Geschehens in Europa immer nur die Rolle eines Randbeckens des Rheischen Ozeans gehabt. Eine Subduktion ozeanischer Kruste wird erst weiter im Süden, im Bereich der heutigen Alpen vermutet.

Strukturelle Entwicklung

Ausgelöst durch die im vorangegangenen Text kurz und modellhaft skizzierten tektonischen Vorgänge, hat sich der geologische Bau der Nordeifel im Laufe der Erdgeschichte phasenhaft in verschiedenen Ären entwickelt. Die jeweils dazugehörigen Gesteinsfolgen bauen in Form von geologischen Stockwerken die viele Kilometer dicke Erdkruste der Nordeifel auf. Das Ergebnis ihrer tektonischen Entwicklung ist in einem synthetischen Schnitt durch die unterschiedlichen tektonischen Stockwerke zusammengefasst (Abb. 7).

Vorvariszische Ära

Innerhalb der kontinentalen Kruste ist ein tieferes, kristallines Stockwerk mit durch Druck und Hitze stark veränderten metamorphen Gesteinen von einem oberen Stockwerk mit wenig veränderten paläozoischen Sedimentgesteinen zu unterscheiden. Das kristalline Stockwerk tief in der Erdkruste ist normalerweise nur durch tiefegeophysikalische (u. a. seismische) Methoden zu erforschen. In der Nordeifel sind aber mit den Auswurfprodukten des Laacher-See-Vulkanismus auch Gesteinsbrocken der tiefen Erdkruste ans Tageslicht gekommen. Sie zeigen eine Vielfalt von metamorphen Gesteinen wie Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise und Migmatite. Ihr unterschiedlicher Metamorphosegrad spiegelt ebenfalls einen Stockwerkbau wider. Die höher metamorphen Gesteine sind einer vorkaledonischen, vermutlich der cadomischen Gebirgsbildung (620 bis 540 Mio. Jahre v. h.) zuzuordnen.

Das über dem metamorphen Stockwerk liegende sedimentäre Stockwerk hat eine Dicke von etwa 6 – 8 km. Seine vermutlich ältesten, in der Venn-Antiklinale aufgeschlossenen Sedimentgesteine stammen aus der Zeit vom frühen Kambrium bis zum Ordovizium. Als Fernwirkung der kaledonischen Gebirgsbildung im nördlichen Europa wurden die prädevonischen

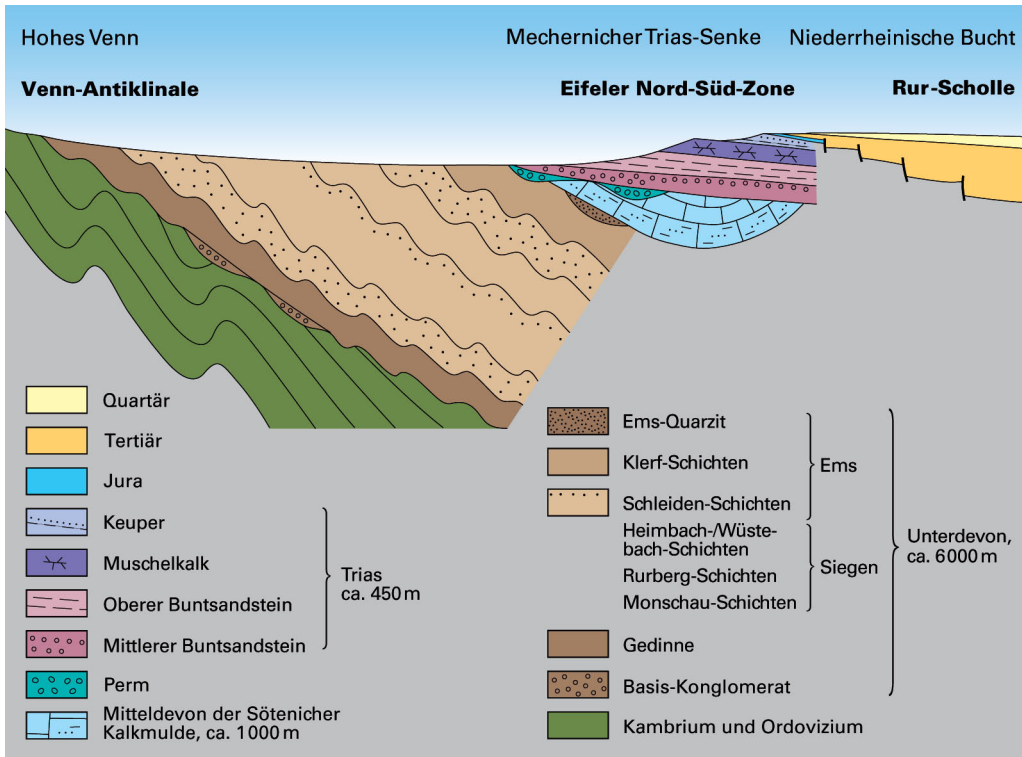


Abb. 7: Tektonischer Schnitt durch die Nordeifel (stark schematisiert)

Gesteine der Eifel vom höheren Ordovizium bis ins Silur (ardennische Phase, ca. 430 Mio. Jahre v. h.) erstmals gefaltet. Diese erste tektonische Strukturierung hat im Rheinischen Schiefergebirge nur geringe Spuren hinterlassen (s. Kap. „Kambrium“).

Variszische Ära

Eine zweite, sehr viel folgenreichere Phase der tektonischen Deformation und Strukturierung erfolgte im Karbon. In dieser Zeit, nach der Akkumulation der devonischen und karbonischen Ablagerungen im Rheinischen Trog, kollidierten die europäischen Kontinentalplatten Avalonia und Armorica mit der von Süden vorrückenden Gondwana-Platte. Es kam zur variszischen Gebirgsbildung, wobei

die schon ardennisch gefalteten Anteile mit einbezogen wurden.

Die variszische Faltung hat im Zeitraum vor 380 – 300 Mio. Jahren den Sedimentationsraum nördlich der heutigen Alpen erfasst. Die Faltungsfrente dehnte sich von Süden nach Norden aus. Nach der moldanubischen und der saxothuringischen Zone hat sie im frühen Oberkarbon auch das Rhenoheryznische Becken erreicht und dessen Gesteinsfüllung veraltet und verschuppt. Zuvor hatte die tiefe Versenkung stellenweise zu einer hochgradigen Diagenese, nicht aber zu einer Metamorphose oder weiträumigen Durchdringung mit granitischen Schmelzen geführt.

Die variszische Faltung hat den Rheinischen Trog wie eine Welle von Süden nach Norden durchlaufen. Dies lässt sich gut durch radio-

metrische Altersbestimmungen wie zum Beispiel die K-Ar-Methode an den bei der Faltung durch Druck und Hitze gebildeten Hellglimmern (Illite) der Tonsteine nachweisen. Die Verteilung der Messwerte im rechtsrheinischen Schiefergebirge zeigt das allmähliche Wandern des Deformationsalters von etwa 325 Mio. Jahren (Grenze Visé/Namur) im Süden auf etwa 305 Mio. Jahre (höchstes Westfal) im Norden. Nördlich des Rheinischen Schiefergebirges, im Untergrund des südlichen Emslandes, läuft die variszische Faltung aus. Schichten des jüngsten Oberkarbons (Stefan) liegen dort diskordant auf tektonisch nur gering beanspruchten Schichten des Westfals D.

Die variszische Faltung hat den Sedimentstapel des Rheinischen Troges in der Richtung senkrecht zum Faltenverlauf auf etwa 60 % seiner ursprünglichen Breite eingeengt. Dieser Reduktionsfaktor ergibt sich, wenn man die gefalteten Gesteinsschichten zeichnerisch wieder „glättet“ und mit der aktuellen Breite des rechtsrheinischen Schiefergebirges vergleicht. Dabei sind die nicht kalkulierbaren horizontalen Schubweiten an streichenden Störungen des Faltenbaus nicht berücksichtigt.

Als Folge der variszischen Gebirgsbildung hat sich während des Karbons im heutigen Europa und weit darüber hinaus der aus sämtlichen älteren Kontinentalplatten zusammengesetzte Großkontinent Pangäa formiert (s. S. 62, Abb. 33), der seit dem Karbon nach Norden driftete. Zu ihm gehörte auch das Rheinische Schiefergebirge.

Durch das Nachlassen der variszischen Einengung des Gebirges konnten sich im Verlauf der einsetzenden Dehnungstektonik während des Perms Sedimentationsbecken bilden. Sie folgten Südwest – Nordost gerichteten Vorzeichnungen und füllten sich mit dem Abtragungsschutt der angrenzenden, variszisch entstandenen Gebirge. In der Nordeifel ist der Malmedyer Graben (s. S. 30, Abb. 9) ein Beispiel für die nachvariszische Dehnungstekto-

nik. Am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges, im Saar-Nahe-Becken, kam es in dieser Zeit durch tief reichende Krustenstörungen und zunehmende Erwärmung der Kruste zu einem intensiven, der variszischen Faltung nachfolgenden (subsequenten) Vulkanismus mit kieselsäurereichen Magmen.

Alpidische Ära

Während des Mesozoikums haben zu verschiedenen Zeiten tektonische Großereignisse wie die Öffnung des Ur-Atlantiks oder die Schließung des Ur-Mittelmeeres eine Fernwirkung auf Mitteleuropa ausgeübt. Die Ablagerungen aus dieser Zeit sind dadurch sowohl von einer einengenden als auch von einer dehrenden mechanischen Beanspruchung betroffen worden. Die tektonischen Bewegungen während der einzelnen Phasen dieser sogenannten kimmerischen und saxonischen Gebirgsbildungen führten im Rheinischen Schiefergebirge aber nicht zu einer engen Faltung, sondern nur zu weiträumigen Verbiegungen und bruchhaften Verstellungen von Gebirgsschollen. Im Gefolge dieser Bewegungen kam es mancherorts zu Schollenkippen und Schichtenausfällen sowie zur Bildung von Diskordanzen.

In der frühen Trias zeichnet sich im Verlauf der Kalkmuldenzone ein Senkungsfeld im variszischen Sockel der Nordeifel ab. Es ist, ähnlich den hier später beschriebenen Achsenrampen, mit alt angelegten Nord-Süd-Störungen in Verbindung zu bringen. Die Luxemburg-Eifel-Senke (s. S. 64, Abb. 34) füllte sich während der Trias mit unterschiedlichen terrestrischen und marinen Ablagerungen. Diese verfestigten sich im Vergleich zu den paläozoischen Ablagerungen nur leicht; sie wurden in Bezug auf ihre ursprünglich horizontale Lagerung im Zuge nachfolgender Bruchtektonik nur wenig verstellt. Eine tektonisch verursachte Diskordanz zwischen Schichten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins ist in der Nordeifel

nicht nachzuweisen. Dagegen sind tektonische Bewegungen während der altkimmerischen Phase (s. S. 14/15, Tab. 1) Ursache für eine große Schichtlücke im mittleren Teil des Keupers.

Über die tektonische Entwicklung der Nordeifel während des Juras ist mangels überlieferter Ablagerungen nur wenig bekannt. Aus globaler plattentektonischer Sicht ist zu bemerken, dass in dieser Zeit die Abtrennung Amerikas von Europa und Afrika und damit die Entwicklung des Atlantischen Ozeans beginnt.

Erst die Kreide-Zeit ist nördlich der Venn-Antiklinale wieder durch eine Schichtenfolge belegt. Schichtlücken innerhalb der Kreide-Abfolge werden als Auswirkungen von bruchtektonischen Bewegungen gedeutet. So sind Beispiele für Inversionstektonik während der Kreide-Zeit, das heißt Phasen mit gegenläufigen vertikalen Schollenbewegungen an Störungen, aus dem Raum nördlich von Aachen und aus dem Untergrund der Niederrheinischen Bucht bekannt.

Mit dem Tertiär (Oligozän) setzt in der Niederrheinischen Bucht erneut Bruchtektonik ein, infolge derer der Untergrund am heutigen Eifelrand stark absinkt. Zeitgleich erfolgt die Ablagerung der bis zu 1 200 m mächtigen känozoischen Sedimentfüllung der Niederrheinischen Bucht (s. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1988). Im Übergangsbereich zur Nordeifel, dort, wo Störungen aus der Niederrheinischen Bucht in das alte Gebirge hineinlaufen, sind komplizierte Muster aus Graben- und Horstschollen zu erkennen.

Der Bruchschollenbau der Niederrheinischen Bucht spiegelt die tektonischen Spannungen und die dadurch ausgelösten Bewegungen im Rheinischen Rift- oder Graben-System wider. Es durchzieht in Nordwest-Südost-Richtung die westliche Niederrheinische Bucht und die angrenzenden Niederlande. Das tektonische Kräftespiel im Rheinischen Rift-System wird als eine Fernwirkung der alpidischen Gebirgsbildung interpretiert. Sie äußert sich im nörd-

lichen Vorland der Alpen als eine tektonische Ausweitung und Grabenbildung sowie als ein punktueller Magmenaufstieg.

Jüngste tektonische Bewegungen innerhalb der Nordeifel manifestieren sich als En-bloc-Hebung der Rheinischen Masse seit dem ausgehenden Pliozän bis in die Jetztzeit. Sie führte zu gesteigerter Tiefenerosion der Flüsse und damit zur verstärkten Talbildung und zur heutigen Landschaftsgestalt. Gleichzeitig lief ein im linksrheinischen Schiefergebirge weit verbreiteter quartärzeitlicher Vulkanismus ab. Mit den Vulkanfeldern von West- und Osteifel hat er seinen Schwerpunkt im rheinland-pfälzischen Teil der Eifel.

Regionale Baueinheiten

Der geologische Bau des Rheinischen Schiefergebirges ist geprägt durch den Faltenbau seiner Schichten und die Störungen, die die Gesteine durchziehen. In geologischen Karten spiegelt sich dieser Gebirgsbau in den oft gewundenen, bunten Farbbändern und den zahlreichen Quer- und Längsstrichen wider. Als eine Projektion dreidimensionaler Faltenstrukturen in die Darstellungsebene der Karte bilden die Farbbänder des Kartenbildes den Verlauf der gefalteten Gesteinsschichten ab. Striche und Linien, an denen die Farbbänder versetzt werden, markieren die Lage von tektonischen Störungen.

Die Faltenzüge des Rheinischen Schiefergebirges haben eine ganz bestimmte Hauptrichtung – das sogenannte Generalstreichen –, die etwa Südwest – Nordost verläuft. Diese Richtung nennt man nach dem Gebirgsbildungsprozess, der die Falten entstehen ließ, auch „variszisches Streichen“. Bei den Falten sind Hochlagen der Schichten – sogenannte Sättel – von Tieflagen derselben – Mulden – zu unterscheiden. Innerhalb des Faltenbaus sind Strukturen unterschiedlicher Größenordnung anzutreffen. Großstrukturen mit Kilometerspannweite (= Falten 1. Ordnung) werden



Abb. 8: Spezialsattel in unterdevonischen Rurberg-Schichten an der Teufelsley (Kalltal südlich von Vossenack; TK 25: 5304 Nideggen)

ihrerseits von Falten mit Spannweiten von wenigen hundert Metern (= Falten 2. Ordnung) aufgebaut. An deren Aufbau können wiederum im Meter- und Dekameterbereich Falten 3. Ordnung als Klein- oder Spezialfalten beteiligt sein (Abb. 8). Gesteinsfalten sind entweder aufrecht und symmetrisch oder nach einer Seite gekippt und asymmetrisch, das heißt, ihre Achsenebene ist geneigt (vergent). In ähnlicher Weise kann auch die Faltenachse (Umbiegungslinie der Schichten) horizontal oder geneigt sein. Der Faltenbau wird von Störungen durchsetzt. Sie werden nach ihrer Lage zum Faltenbau in Längs-, Quer- oder Diagonalstörungen eingeteilt. An ihnen können die angrenzenden Schichten entweder nur geringfügig oder auch beträchtlich verschoben worden sein.

Die beherrschende Faltenstruktur der Nordeifel ist die Venn-Antiklinale (Abb. 9), auch Venn-Sattel genannt. Im Kern dieses Großsattels treten die ältesten in Nordrhein-Westfalen vorkommenden Gesteine, vordevonische Schichten aus dem tiefen sedimentären Stockwerk des Rheinischen Schiefergebirges, zutage. Diese Schichten des Kambriums und Ordoviziums sind im Verlauf der Erdgeschichte

zweimal faltentektonisch beansprucht worden. Die erste Beanspruchung erfolgte im höheren Ordovizium oder Silur und hatte einen kaledonischen Faltenbau mit etwa West – Ost gerichteten Achsen zur Folge. Im Kartenbild erkennt man die ältere, prädevonische Faltung daran, dass die Unterdevon-Schichten am Südostrand der Venn-Antiklinale über verschiedene gefaltete Schichtglieder des Ordoviziums diskordant hinweggreifen. Die kaledonischen Falten sind während des Oberkarbons in den variszischen Faltenbau einbezogen und dabei intensiv verstellt und geschiefert worden.

Die aus Unterdevon-Schichten aufgebauten südöstlichen Mantelschichten der Venn-Antiklinale fallen – von Falten 2. Ordnung durchzogen – in Richtung der Kalkmuldenzone ein. Der Grenzbereich zwischen dem kambro-ordovizischen Kern und den devonischen Mantelschichten zeichnet sich zwischen Lammersdorf und Monschau durch einen sehr hohen Beanspruchungsgrad der Gesteine aus. Angezeigt durch Mineralneubildungen, hohen Inkohlungsgrad und hohe Illitkristallinität, wird das Ausmaß „normaler“ Gesteinsverfestigung (Diagenese) weit in Richtung zur schwachen Metamorphose hin überschritten. Der Grund

dafür liegt in der sehr tiefen Versenkung und der damit verbundenen Druckbelastung und Erwärmung der Gesteine.

Südöstlich der Venn-Antiklinale erstreckt sich die Eifeler Nord-Süd-Zone, die im geologischen Kartenbild unter anderem von der variszisch angelegten Eifeler Kalkmuldenzone markiert wird. In der Nordeifel wird diese Zone von den Mitteldevon-Schichten der Sötenicher, Blankenheimer, Rohrer, Dollendorfer und Ahrdorfer Kalkmulde aufgebaut. Östlich der Kalkmuldenzone werden die Unterdevon-Schichten von dem Münstereifeler und dem Ahrtal-Sattel geprägt. Im Westen wie im Osten wird die Kalkmuldenzone von Achsenrampen begleitet. Das sind Bereiche, in denen sich die ansonsten mehr oder weniger horizontalen oder flach einfallenden Faltenachsen stark versteilen. Im streichenden Verlauf einer Mulde treten dann auf kurze Distanz jüngere Abschnitte der andernorts erodierten Hangendschichten auf. In der Kalkmuldenzone selbst ist ebenfalls eine Achsenwellung in Form von Achsenhoch- und -tieflagen zu beobachten. Die Achsenwellung ist sehr deutlich an der unterschiedlichen Ausstrichbreite der Blankenheimer Kalkmulde zu erkennen. Als Ursache für die Achsenrampen sind im vorvariszischen Untergrund angelegte Nord-Süd-Störungen anzunehmen, die in einem späten Stadium der variszischen Faltung Vertikalbewegungen zuließen.

Die devonischen Schichten in den Kalkmulden sind in ihrem Gesteinsaufbau sehr differenziert. Deshalb ist dort an fehlenden oder verdoppelten Schichten leicht zu erkennen, dass Teilbereiche des Faltenbaus durch Längsstörungen im Generalstreichen vertikal gegeneinander versetzt sind. Meist handelt es sich um nach Südosten einfallende Störungen wie zum Beispiel die zentrale Überschiebung der Sötenicher Kalkmulde oder die Überschiebung am Südrand der Blankenheimer Kalkmulde (Abb. 9).

Streichende Störungen treten auch in den Unterdevon-Schichten beiderseits der Kalkmuldenzone auf. Die streichenden Störungen, die

beispielsweise den Rescheider Sattel südwestlich der Sötenicher Kalkmulde begrenzen, sind noch gut zu lokalisieren, da dort graue an rote Unterdevon-Schichten stoßen. Zwischen Hellenthal und Dreiborn, in der Oleftal-Faltenzone, wo unterdevonische Tonsteine einheitlich grau gefärbt sind, lassen sich Längsstörungen nur aus tektonischen Profilkonstruktionen ableiten. Sie werden dort notwendig, weil die Konstruktion ein Abtauchen des Falten spiegels, das heißt das Auftreten jüngerer Schichten nach Nordwesten, fordert, genau das Gegenteil aber der Fall ist. Dieser Widerspruch kann nur durch eine nach Nordwesten einfallende Längsstörungen aufgelöst werden. Eine dieser Störungen – unter dem Namen Malsbendener Störung bekannt – reicht über viele Kilometer bis nach Troisvierges im nördlichen Luxemburg. Insgesamt treten in der Oleftal-Faltenzone nach Süden, also gegen den normalen Faltenbau geneigte Falten auf.

Bei Malsbenden quert die Nordnordost – Südsüdwest gerichtete Mausley-Störung das Oleftal und versetzt dabei die Malsbendener Störung. Bei der Mausley-Störung, die sich durch eine bereichsweise meterdicke Quarzfällung auszeichnet, handelt es sich um eine parallel zur Eifeler Nord-Süd-Zone verlaufende Dehnungs- und Scherstruktur aus nachvariszischer Zeit.

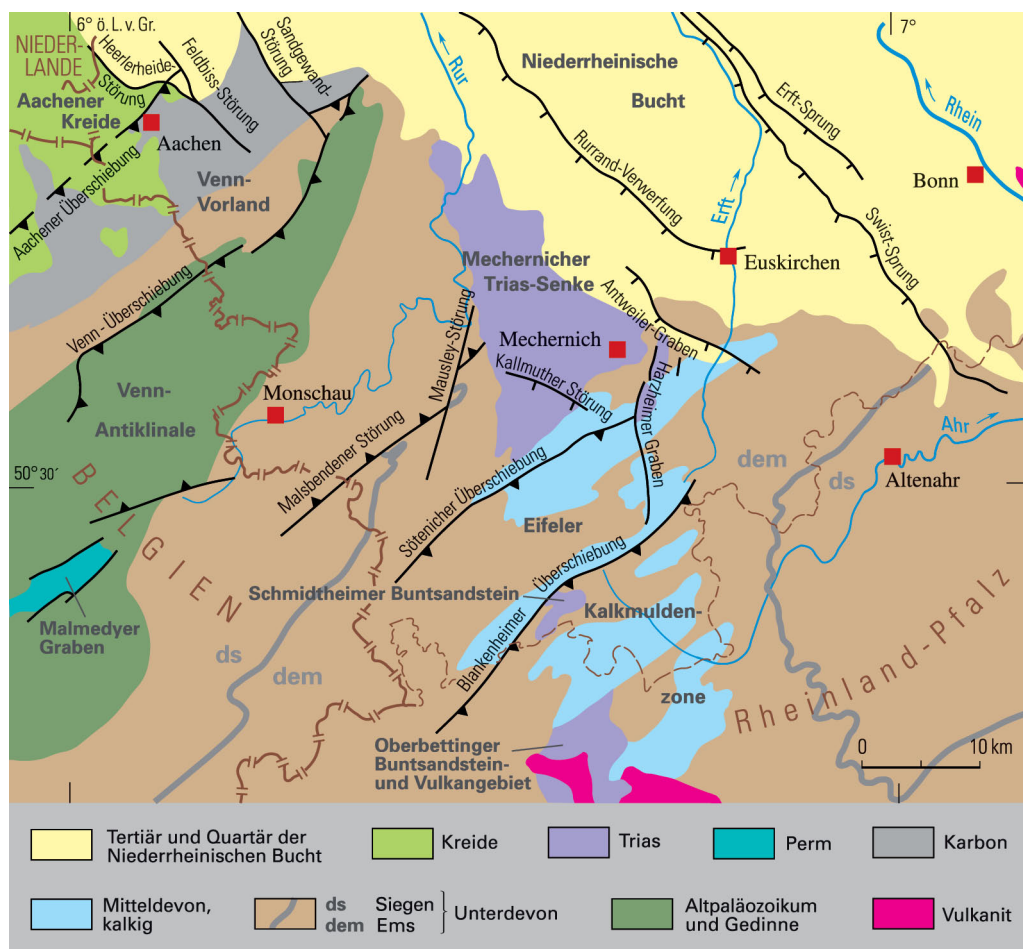
In den Unterdevon-Schichten nordwestlich der Malsbendener Störung ist eine intensive Schieferung weit verbreitet. Sie ist ein engständiges Parallelgefüge in Ton- und Schluffsteinen, das unabhängig von der Schichtung verläuft und während der Faltung durch die Einregelung der Tonmineralblättchen bei der seitlichen Einengung der Schichten entstanden ist. In der Kalkmuldenzone und auch östlich davon ist die Schieferung nur schwach ausgebildet oder fehlt völlig. Westlich der Kalkmuldenzone dagegen wird die zunächst weitständige Schieferung immer enger, um dann ab der Malsbendener Störung in den älteren Mantelschichten der Venn-Antiklinale zum vor-

herrschenden Strukturelement der Tonsteine zu werden. Die intensive Schieferung kennzeichnet Bereiche, die unter einem hohen Überlagerungsdruck gefaltet worden sind, wie er auch für die älteren Mantelschichten aus den beobachteten Mächtigkeiten der überlagernden Gesteine (= Mindest-Versenkungstiefe) abzuleiten ist.

Der Faltenbau des nordwestlichen Teils der Venn-Antiklinale einschließlich ihrer unterdevonischen Mantelschichten ist von Längsstörungen mit beträchtlichem Versatz geprägt,

zum Beispiel von der Venn-Überschiebung (Abb. 9). Wegen der Nähe zum tektonischen „Fenster von Theux“ in Belgien haben die Längsstörungen eine besondere Deutung erfahren. Im Bereich von Theux und Spa sind altpaläozoische und unterdevonische Schichten während der variszischen Faltung von kambrischen Schichten deckenartig überfahren worden. Die tektonische Grenzfläche, die Basis der „Decken“schicht, ist eine flach nach Süden einfallende Überschiebung. Die nachträgliche Erosion hat die überfahrenen jüngeren Schichten fensterartig freigelegt.

Abb. 9: Tektonische Übersicht der Nordeifel mit den wichtigsten Strukturen



In Analogie zu diesen Beobachtungen und Deutungen sind auch Längsstörungen wie die Venn-Überschiebung als deckenbegrenzende, flache Überschiebungsbahnen interpretiert worden. Zumindest am Nordende der Venn-Antiklinale spricht der Geländebefund im Wehebachtal zwischen Wenau und Schönthal für eine flach einfallende Überschiebung größeren Ausmaßes. Dort, im Bereich der Achsendepression der Inde-Mulde (s. im Folgenden), erreicht die Venn-Überschiebung ihren höchsten Verwurf beziehungsweise ihre mehr oder weniger höchste horizontale Schubweite: Bei Wenau und Schönthal sind das über 4 000 m – ordovizische Gesteine werden gegen Namur-Schichten versetzt. In Richtung des axialen Anstiegs der Mulde nach Südwesten nimmt der Versatzbetrag ab, um an der Grenze Ordovizium/Kambrium, im Gebiet nördlich von Roetgen, gegen Null zu gehen. Einen anderen Hinweis auf eine weitreichende Überschiebung mit einem deckenartigen Erosionsrest der Hangendscholle findet man bei Gressenich, wo eine wurzellose Scholle aus Massenkalk von karbonischen Schichten unterlagert wird.

Der Faltenbau in mitteldevonischen bis oberkarbonischen Schichten im Venn-Vorland, nordwestlich der Venn-Antiklinale, wird von den Großstrukturen der Inde-Mulde und des Aachener Sattels geprägt. Die Inde-Mulde taucht nach Nordosten leicht ab und ihre Ausstrichbreite in Oberkarbon-Schichten nimmt unter Einbeziehung von Burgholzer Mulde und Hammerberg-Sattel in die gleiche Richtung zu.

Südöstlich der Burgholzer Mulde liegt im Verlauf des devonischen Massenkalks die Breinigerberg-Überschiebung, die zu einer Verdoppelung des Massenkalk-Profiles geführt hat. Nördlich der Inde-Mulde geht der nordwestvergente Faltenbau in einen Überschiebungsbau aus zerscherten Falten über. Aachener, Burtscheider und Eilendorfer Überschiebung gehören zu diesen Längsstörungen mit größerem Versatz. Die Aachener Über-

schiebung begrenzt den Aachener Sattel im Nordwesten gegen die Oberkarbon-Schichten der Wurm-Mulde. Der Versatzbetrag an der Aachener Überschiebung kann je nach tektonischer Interpretation bis zu 4 000 m betragen. Es deutet sich an, dass auch diese Störung Teil des für das nordwestliche Vorland der Venn-Antiklinale vermuteten deckenartigen Überschiebungsbaus ist.

Nordwestlich der Venn-Antiklinale wird der Faltenbau von zahlreichen großen und kleinen Querstörungen, sogenannten Sprüngen, in Nordwest-Südost-Richtung durchzogen. Die bedeutendsten davon sind Heerlerheide-, Feldbiss- und Sandgewand-Störung. Ursprünglich im Zuge der variszischen Faltung angelegt, ist es an diesen Störungen zu unterschiedlichen Zeiten zu Vertikalbewegungen gekommen. So haben sie während der Kreidezeit auf die Sedimentation Einfluss genommen und sich nach dem Oligozän an den Schollenbewegungen der Niederrheinischen Bucht beteiligt. Dort, wo solche Störungen Massenkalk und Kohlenkalk queren, ist es zu einer hydrothermalen Blei-/Zink-Vererzung gekommen (s. Kap. „Lagerstätten“).

Die Mechernicher Trias-Senke gehört wie die Kalkmuldenzone zur Eifeler Nord-Süd-Zone. Am östlichen Rand beider Strukturen verlaufen mehrere in ihrer Tendenz Nord – Süd gerichtete Störungen. Sie sind wohl ursprünglich als variszische Diagonalstörungen angelegt worden, zeigen aber auch jüngere, nachtriassische Vertikalbewegungen. Dies ist an der durch die Störungen begrenzten Verbreitung des Buntsandsteins, zum Beispiel im Harzheimer Graben, abzulesen. Auch im westlichen Teil der Dollendorfer Mulde und dem nördlich vorgelagerten Buntsandstein-Gebiet sind Diagonalstörungen anzutreffen.

Die Mechernicher Trias-Senke ist besonders in ihrem Nordteil von zahlreichen Sprüngen in ein komplexes Muster von Nordwest – Südost verlaufenden schmalen Schollen zerlegt. Die mit etwa 200 m größte vertikale Verwurfshöhe

hat die Kallmuther Störung im Süden der Trias-Senke bei Mechernich. Die Trias-Schichten tauchen an diesen Sprüngen unter die Tertiär-Schichten der Niederrheinischen Bucht ab. Ihre Verbreitung reicht dort, durch Bohrungen belegt, bis an die Rurrand-Verwerfung im Raum Disternich – Frauwüllesheim (Abb. 9).

Auch der Antweiler-Graben bei Euskirchen ist ein Teil der Schollentreppe im Übergangsbereich zwischen dem Nordrand der Eifel und der Niederrheinischen Bucht. Er ist, wie der Harzheimer Graben, als Halbgraben ausgebildet und wird im Norden von den Devon-

Schichten des Billiger Horstes begrenzt. Im Antweiler-Graben sind durch seine offensichtlich sehr frühe Einsenkung sehr alte Schichten der Tertiär-Zeit erhalten geblieben.

Bei Meckenheim läuft zwischen den Devon-Schichten des Bonner Raumes im Norden und der Eifel im Süden die Erft-Scholle der Niederrheinischen Bucht aus und ihr devonischer Untergrund tritt zutage. Reste der tertiärzeitlichen Sedimentbedeckung aus dem Oligozän sind bei Ringen und Karweiler anzutreffen. Auch im Duisdorfer Graben westlich des Bonn-Kreuzberg-Horstes sind bei Witterschlick solche Ablagerungen erhalten geblieben.

Erdgeschichte

Die Gliederung der vorliegenden Monografie folgt in erster Linie dem Ablauf der Erdgeschichte vom Erdaltertum bis in die Jetztzeit. Sie lässt nach und nach die Lebens- und Ablagerungsräume der einzelnen Zeitstufen an uns vorüberziehen. Zeitgleiche Ablagerungen in verschiedenen Ablagerungsräumen – gewissermaßen die unterschiedlichen Naturräume der Urzeit – begründen unterschiedliche Faziesräume, aus denen sich die verschiedenen geologischen Regionen ableiten lassen. Letztere sind zum Beispiel Teilgebiete des Rheinischen Schiefergebirges, die einen mehr oder weniger einheitlichen Schichtenaufbau zeigen und sich dadurch in ihrer Gesteinsausbildung (Lithofazies) von anderen Regionen unterscheiden.

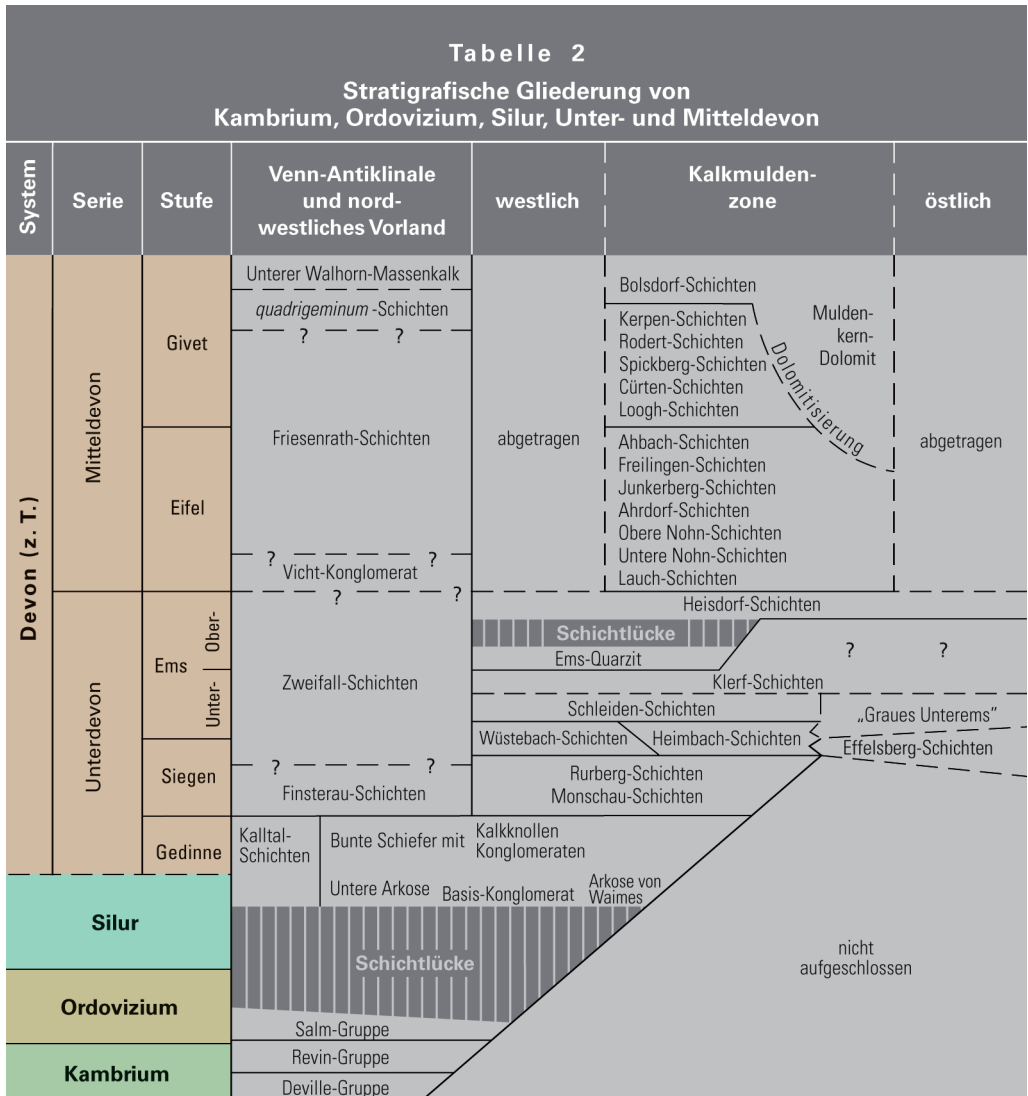
Das Erdaltertum (Paläozoikum)

Am Anfang der erdgeschichtlichen Beschreibung des Rheinischen Schiefergebirges steht die Frage, welche Entwicklung der Ablagerungsraum der Devon-Zeit – sozusagen die Wiege des Rheinischen Schiefergebirges – vor Beginn des Devons, also in der Zeit des älteren Erdaltertums, durchlief. Die Gesteinschichten aus dieser Zeit des Altpaläozoikums, aus Kambrium, Ordovizium und Silur, bauen in der Nordeifel nur die Kernschichten der Venn-Antiklinale auf (Tab. 2). Da altpaläozoische Schichten im Rheinischen Schiefergebirge nur stellenweise aufgeschlossen sind, bleibt die Rekonstruktion ihres Ablagerungsraumes, anders als bei den jüngeren paläozoischen Schichten, von vielen Unsicherheiten belastet.

Kambrium

Die kambrischen Schichten der Venn-Antiklinale und ihrer südwestlichen Verlängerung, des Stavelot-Sattels in Belgien, führen sehr viele Sandsteine und Quarzite, die mit überwiegend dunklen Tonsteinen wechsellagern. Während die Gesteine der Deville-Gruppe (Tab. 2) noch im Flachmeer einer Schelfregion abgelagert worden sind, deuten bei den Schichten der Revin-Gruppe schwarze Tonsteine sowie die Zusammensetzung und die Sedimentstrukturen der Sandsteine auf andere Ablagerungsbedingungen hin. Das sandige Ausgangsmaterial dieser Schichten ist in Form von Trübeströmen hoher Dichte, sogenannten Turbiditen, von dem südlich gelegenen Gondwana-Festland in ein tiefes Meer geschüttet worden.

Da aus diesem Grund Fossilreste bis auf Spurenfossilien und einige Schalen von Brachiopoden äußerst selten sind, können nur bestimmte organisch-wandige Mikrofossilien, sogenannte Acritarchen, für die biostratigraphische Einordnung der insgesamt um 2 500 m mächtigen Gesteinsfolge der Revin-Gruppe herangezogen werden. Deren lithostratigraphische Gliederung basiert auf dem unterschiedlichen Vorherrschen von Sand- beziehungsweise Tonsteinen. Von den im belgischen Gebiet nachweisbaren fünf Formationen sind auf deutschem Gebiet nur die beiden jüngsten aufgeschlossen. Es sind die sandsteinreiche Venn-Formation (früher Revin 3 – 4) und die tonsteindominante Schevenhütte-Formation (früher Revin 5).



Ordovizium

Die ordovizischen Schichten der Venn-Antiklinale dokumentieren nur einen kleinen Zeitabschnitt des Ordoviziums. Die kaledonische Gebirgsbildung im heutigen nördlichen Europa ist der Grund dafür. Sie hat aus mächtigen, verfestigten Meeresablagerungen durch tektonische Einengung und Heraushebung ein Gebirge geschaffen. Die Unterbrechung der mari-

nen Sedimentation und die Abtragung des Gebirges haben eine Überlieferungslücke in der Erdgeschichte bewirkt. Diese erste im westlichen Rheinischen Schiefergebirge nachweisbare Gebirgsbildung hat dazu geführt, dass an der Venn-Antiklinale nur ältere Schichten des Ordoviziums anzutreffen sind. Weiter nach Westen, wo in Belgien der kaledonische Faltenbau nicht so stark abgetragen worden ist, sind die ordovizischen Schichten etwas um-

fangreicher. Aber auch dort reichen sie nur bis in das mittlere Mittelordovizium (Llanvirn-Stufe).

Die Schichtenfolge des Unteren Ordoviziums (Tremadoc-Stufe) wird als Salm-Gruppe bezeichnet. Sie setzt zunächst die turbiditische Sand/Ton-Ablagerung des Oberkambriums fort. Ihre Ablagerungen bestehen aus einer sehr mächtigen Wechselfolge von dickeren und dünneren Feinsandlagen in einer tonigen Grundsedimentation. Erst später deutet das Vorkommen roter Gesteinsfarben auf eine Änderung der Ablagerungsbedingungen, wie beispielsweise eine Verflachung des Meeres, sowie auf untermeerischen Vulkanismus hin. Der für die altpaläozoischen Ablagerungen so typische alternierende Gesteinsaufbau im Millimeterbereich (französisch: „quartzopyllades“) ändert sich aber nicht.

Die lithostratigrafische Untergliederung der Salm-Gruppe umfasst in Deutschland nur zwei Schichtglieder (Formationen): die Wehebach-Formation (früher Unteres Salm oder Salm 1 genannt) und die Rotschiefer führende Thönbach-Formation (Oberes Salm, Salm 2). Die Wehebach-Formation kann aufgrund unterschiedlicher Gesteinsdominanz in drei kar-

tierfähige Subformationen untergliedert werden. Bekannt sind die Dachschiefer im unteren Teil der Wehebach-Formation, die zahlreiche Graptolithen der Art *Dyctionema flabelliformis* führen (Abb. 10). Diese Art zeigt biostratigrafisch den tiefsten Teil der Tremadoc-Stufe an.

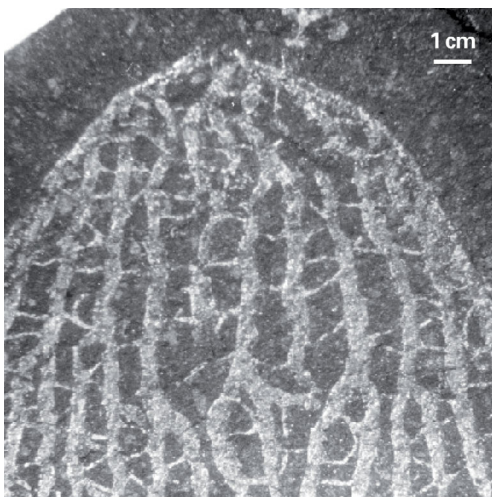
Silur

Die kaledonische Faltung verursachte in der Nordeifel eine Schichtlücke, die einen Zeitraum von etwa 60 Mio. Jahren umfasst. Danach beginnen silurische Ablagerungen an der Venn-Antiklinale mit einem geringmächtigen Konglomerat. Es ist der unterste Teil einer bislang als Gedinne-Schichten bezeichneten und recht heterogen aufgebauten Gesteinsfolge, die heute zeitneutral als Kalltal-Schichten (Kalltal-Formation) bezeichnet wird.

Das Konglomerat liegt diskordant und nur bereichsweise den Gesteinen des Ordoviziums auf und besteht vorwiegend aus gut gerundeten Quarzitzeröllen des abgetragenen Kaledonischen Gebirges. Es wird unterschiedlich als Flussschotter oder als aufgearbeiteter Schutt einer Abrasionsküste gedeutet. Erst darüber folgen Gesteine (Untere Arkose, Arkose von Waimès), die am Südostrand der Venn-Antiklinale Fossilien wie Brachiopoden, Muscheln und Korallen führen. Dieser Teil der Kalltal-Schichten ist eindeutig marinen Ursprungs und lässt eine biostratigrafische Datierung als jüngstes Silur („Finisilur“) zu. Da oberhalb dieser Schichten bis zu der eindeutig siegenischen Fauna der Monschau-Schichten nur altersmäßig nicht genau einstuftbare terrestrische Ablagerungen vorkommen, ist die exakte Lage der Silur/Devon-Grenze innerhalb der Kalltal-Schichten nicht auszumachen.

Die marine Fauna der Arkose von Waimès belegt, das gegen Ende des Silurs auch außerhalb des eigentlichen Kaledonischen Gebirges (s. im Folgenden) kaledonisch konsolidierter Untergrund von einem südlich oder östlich gelegenen Meer überflutet worden ist.

Abb. 10: Der ordovizische Graptolith *Dyctionema flabelliformis*



Durch diese Transgression wird die Anlage eines ausgedehnten, neuen marinen Sedimentationsgebiets, des Rheinischen Troges der Devon-Zeit, eingeleitet.

Devon

Gegen Ende des Altpaläozoikums war als Folge plattentektonischer Vorgänge im heutigen Nordeuropa (Schottland, Norwegen) das Kaledonische Gebirge entstanden. Der Abtragungsschutt dieses Gebirges – des sogenannten Old-Red-Kontinents – hat während des Devons den südlich gelegenen Meeresraum über einen Zeitraum von rund 60 Mio. Jahren aufgefüllt.

Nach der gängigen plattentektonischen Vorstellung (s. S. 22, Abb. 5) lag der Meeresraum der mitteleuropäischen Devon-Ablagerungen in Äquatornähe. Das ist aus der faziellen Analyse sandig-toniger Meeressedimente nicht unbedingt herauszulesen. Dagegen geben die während des Mitteldevons und frühen Oberdevons gebildeten Karbonatgesteine aus riffbewohnenden Organismen Zeugnis von einem tropischen Meer und einem insgesamt deutlich heißeren Klima als heute.

Das ausgedehnte, meererfüllte Senkungsfeld der Erdkruste am Südrand des Old-Red-Kontinents ist die Wiege des Rheinischen Schiefergebirges. Es wird allgemein als Rheinischer Trog bezeichnet und ist Teil des Rhenoheryzynischen Beckens. Bezogen auf den gesamten Raum, der von der variszischen Gebirgsbildung erfasst wurde, ist der Rheinische Trog nur das Randbecken eines sehr viel größeren Meeresbereiches. Unter ständiger Absenkung des Meeresbodens hat der Trog viele Kilometer mächtige Sedimente aufgenommen, die nach einer facettenreichen erdgeschichtlichen Entwicklung heute mit den Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges vor uns liegen.

Die Erforschung der Devon-Ablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge hat seit Mitte des 19. Jahrhunderts zu sehr detaillierten Vorstel-

lungen über die angetroffenen Schichtenfolgen geführt. Interpretationen hinsichtlich der unterschiedlichen Ablagerungsräume des Rheinischen Troges waren immer von Modellvorstellungen geprägt, die sich an den heutigen geologischen Vorgängen und Zuständen orientierten. Es sind vier Hauptthemen, die im folgenden Text in der Form von Exkursen eingeschoben sind. Im Einzelnen sind es die Themen „Rotsedimente“ (S. 37), „Die Küstenlandschaft des linksrheinischen Devons“ (S. 44), „Das Schelf-Modell des Unteren Mitteldevons“ (S. 49) und „Korallenriffe“ (S. 51/52).

Das Unter- bis Oberdevon des nordwestlichen Venn-Vorlandes

Unterdevon

Die Unterdevon-Schichten nordwestlich der Venn-Antiklinale beginnen mit dem höheren Teil der Kalltal-Schichten, die sich in ihrem Gesteinsaufbau aus quarzreichen Sandsteinen, Konglomeraten und grünlichen, roten und grauen („bunten“) Tonsteinen nur wenig von den gleich alten Ablagerungen südöstlich der Venn-Antiklinale unterscheiden. Die Fossilführung beschränkt sich auf einzelne Reste von primitiven Pflanzen wie *Prototaxites* und *Taeniocrada* sowie von verschiedenen Panzerfischen der Gattung *Pteraspis*. Die Tonsteine können zahlreiche Lagen von Kalkknollen enthalten, deren vermutete Entstehung als fossile Bodenbildungshorizonte (Calcretes) die terrestrische Entstehung der gedinnezeitlichen Ablagerungen unterstreicht.

Die über den etwa 500 m mächtigen Schichten der Gedinne-Stufe folgenden Schichten der Siegen- und Ems-Stufe sind reich an Ton- und Schluffsteinen. Sie werden in einen unteren grauen Teil (Finsterau-Schichten) und einen oberen, an Rotschiefern mit Calcretes reichen Teil (Zweifall-Schichten) gegliedert. Sandsteinhorizonte kommen in beiden Schichteinheiten vor. Während in der grauen Schichtenfolge das Siegen-Alter durch eine spärliche marine

Fauna gesichert erscheint, kann das Alter in den darüber folgenden terrestrischen Zweifall-Schichten mangels Fossilinhalt nur vermutet werden. Deshalb ist auch die Lage der Stufengrenze Siegen/Ems völlig offen. Sporologische Untersuchungen, die im benachbarten Belgien durchgeführt worden sind, deuten auf eine Schichtlücke im Bereich der Ems-Stufe hin.

Die Schichten der Siegen- und Ems-Stufe beiderseits der Venn-Antiklinale unterscheiden sich unter anderem durch ihre enorme Differenz in der Mächtigkeit. Diese liegt im Raum von Zweifall um 1 000 m, während sie weiter südöstlich, zwischen Simmerath und Reifferscheidt, das 6- bis 7-Fache erreicht.

Exkurs: Rotsedimente

Die Unterdevon-Schichten beiderseits der Venn-Antiklinale enthalten beträchtliche Anteile von tonig-schluffigen Rotsedimenten („Rotschiefer“). Sie verdanken ihre Farbe einem geringen, aber sehr stark färbenden Anteil an Eisenoxid (Hämatit). Ihre weite Verbreitung in vielen Ablagerungen der Erdgeschichte steht in krassem Gegensatz dazu, dass es heute kaum rezente Rotsedimente gibt. Daraus ist der Schluss gezogen worden, dass Rotsedimente erst nach ihrer Ablagerung durch sekundäre Vorgänge ihre Färbung erhalten haben.

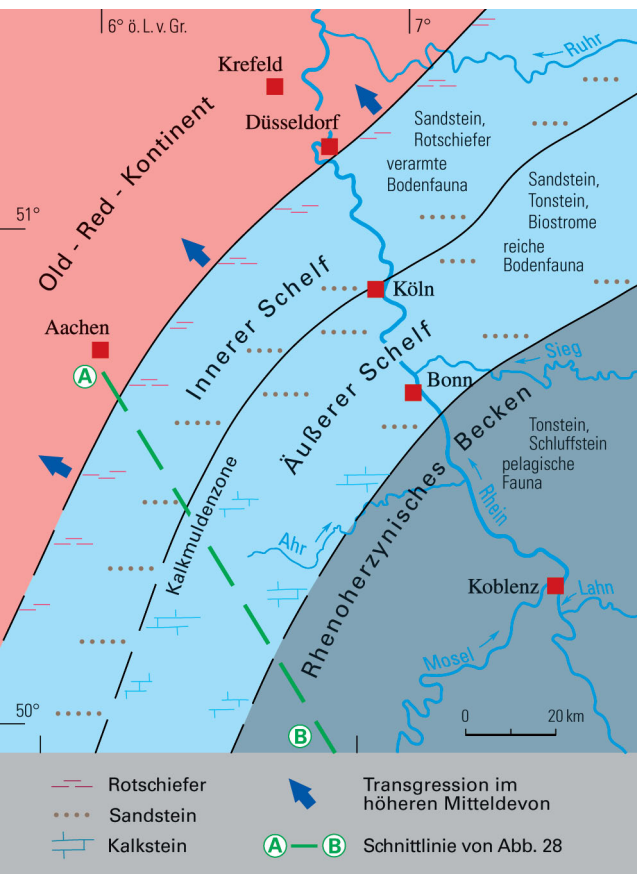
Die Bildung von Rotsedimenten bedarf zweier wichtiger Voraussetzungen: Es müssen oxidische Eisenverbindungen vorhanden sein und es dürfen keine organischen Reste mit abgelagert werden. Wären Letztere vorhanden, wären die Eisenoxide durch früdiagenetische Umsetzungen im Sediment entweder in schwarzes, fein verteiltes Eisensulfid (Pyrit) oder in bräunliches Eisenkarbonat (Siderit) umgewandelt worden. Die Rotfärbung spricht dagegen für oxidierende Prozesse in einem Milieu mit sehr geringer biologischer Produktion. Solche Verhältnisse waren im Unterdevon auf den noch weitgehend vegetationslosen Deltaebenen des landfesten Teils der Devon-Küste gegeben. Rotsedimente zeigen daher in den meisten Fällen terrestrische Ablagerungsbedingungen an.

Mitteldevon

Im Unteren Mitteldevon (Eifel-Stufe) hält die terrestrische Sedimentation noch an, wie die von den Zweifall-Schichten kaum zu unterscheidenden mitteldevonischen Friesenrath-Schichten belegen. Die Ems/Eifel-Stufengrenze wird aufgrund vager Hinweise an der Basis des Vicht-Konglomerates angenommen (Tab. 2).

Das Vicht-Konglomerat ist aus mehreren groben Gesteinshorizonten im Wechsel mit Tonsteinen aufgebaut und erreicht eine Mächtigkeit von etwa 50 m. Es ist als Geröllmasse eines Flusses am unmittelbaren Südrand des Old-Red-Kontinents abgelagert worden. Seine

Abb. 11: Paläogeographie des Unteren Mitteldevons im Rheinischen Schiefergebirge



unterschiedlichen Gerölle dokumentieren die Zusammensetzung des kaledonisch gefalteten Gebirges im Einzugsgebiet dieses Flusses. Neben der Vielzahl von Gangquarzen, hellen Quarziten und umgelagerten Sedimentfetzen sind für solch eine Liefergebietsanalyse besonders die Nebengemengteile von Interesse. Sie zeigen in diesem Fall Sandsteine, die schon im Abtragungsgebiet mit Quarzgängen durchsetzt worden sind, sowie stark geschieferte Tongesteine (Phyllite), die bereits im Liefergebiet einer tief greifenden tektonischen Beanspruchung (Orogenese) ausgesetzt waren. Beides sind Anzeichen für die kaledonische Faltung des Liefergebietes, des Old-Red-Kontinents. Seltene Gerölle saurer vulkanischer Gesteine sowie die sogenannten Turmalinquarzite deuten in die gleiche Richtung. Als Besonderheit enthält das Vicht-Konglomerat detritische Goldkörnchen von sehr geringer Größe (s. Kap. „Lagerstätten“).

So wie die Gerölle geben auch die übrigen sehr rotschieferreichen Tongesteine des Unter- und Mitteldevons nordwestlich der Venn-Antiklinale Auskunft über die Beschaffenheit des Liefergebietes. Man muss sich den Old-Red-Kontinent wohl als ein wüstenhaftes Hüggelland vorstellen. Vorgelagert waren ihm weite Sand- und Geröllflächen mit episodisch durchströmten Flusstälern und einzelnen Seen, in denen sich die Tontrübe des abgetragenen Materials absetzte. Das Szenario dürfte dem der Buntsandstein-Zeit (s. Kap. „Trias“) nicht unähnlich gewesen sein.

Die mehrere hundert Meter mächtigen Friesenrath-Schichten sind lithologisch ähnlich aufgebaut wie die Zweifall-Schichten. Sie zeichnen sich durch das Vorkommen von Pflanzenresten zahlreicher Gattungen (s. im Folgenden) und durch den Mangel an marinen Fossilien aus. Dies charakterisiert sie als terrestrisches Sediment vom südlichen Rand des Old-Red-Kontinents (Abb. 11). Die Position der Stufengrenze Eifel/Givet innerhalb der Friesenrath-Schichten ist wegen der fehlenden Fossilien äußerst ungewiss. Im angrenzenden

Belgien, wo marine Horizonte mit Brachiopoden und Trilobiten gefunden worden sind, scheint die Grenze im oberen Teil der Schichtenfolge zu liegen. Ebenfalls in Belgien, bei Goé und Membach südwestlich von Eupen, enthalten die Friesenrath-Schichten – dort „Formation de Pepinster“ genannt – Konglomerat-Horizonte mit marinen Fossilresten.

Die Pflanzenreste der Friesenrath-Schichten umfassen die Gattungen *Pseudosporochnus*, *Hyenia*, *Calamophytum*, *Protolepidodendron* und *Asteroxylon*. Sie dokumentieren eine Pflanzenwelt, die aus Farnen und ersten baumartigen Gewächsen bestand. Ihr Lebensraum war die feuchte, flache Küstenebene, wo

kurzzeitige marine Überflutungen immer wieder für einen Wechsel der Ablagerungsbedingungen sorgten.

Im Verlauf des höheren Mitteldevons kommt es zu einer Transgression: Der terrestrische Bildungsraum der Friesenrath-Schichten wird dauerhaft vom Meer überflutet (Abb. 11). Die Ablagerungen aus dieser Zeit des faziellen Umschwungs sind die etwa 100 m mächtigen *quadriginum*-Schichten. Sie sind noch überwiegend tonig-sandig, enthalten aber in ihrem obersten Teil erste Biostrome aus Korallen, darunter die Art *Cyathophyllum quadriginum*. Da sich die Küstenlinie des Old-Red-Kontinents weiter nach Norden verlagert und daher

Tabelle 3
Stratigrafische Gliederung des Oberdevons und Karbons

System	Serie	Stufe	nordwestliches Venn-Vorland		
Karbon (z. T.)	Oberkarbon	Westfal A	Binnenwerke Breitgang-Schichten Außenwerke	Stolberg-Schichten	
		Namur	C		Krebs-Traufe-Schichten
			B		Wilhelmine-Schichten
	A		Walhorn-Schichten	Burgholz-Sandstein	
	Unterkarbon	Visé	Lives-Formation	Oberer Kohlenkalk Hastenrath-Sandstein	Schichtlücke
			Vichttal-Formation		
Tournai		Vesdre-Formation Pont d'Arcole-Formation Hastière-Formation Etroeungt-Formation	Oberer Dolomit Zwischenschiefer Unterer Dolomit Unterer Kohlenkalk	Mittlerer Kohlenkalk	
Devon (z. T.)	Oberdevon	Famenne	Condroz-Gruppe	Obere Famenne-Schiefer	
			Evieux-Schichten Montfort-Schichten Esneux-Schichten		
			Cheiloceras-Kalk		
		Untere Famenne-Schiefer			
		Frasnes	Matagne-Schiefer (Obere Frasnes-Schiefer) Frasnes-Schiefer und -Knollenkalk		
Oberer Walhorn-Massenkalk					
			Grenzschiefer		

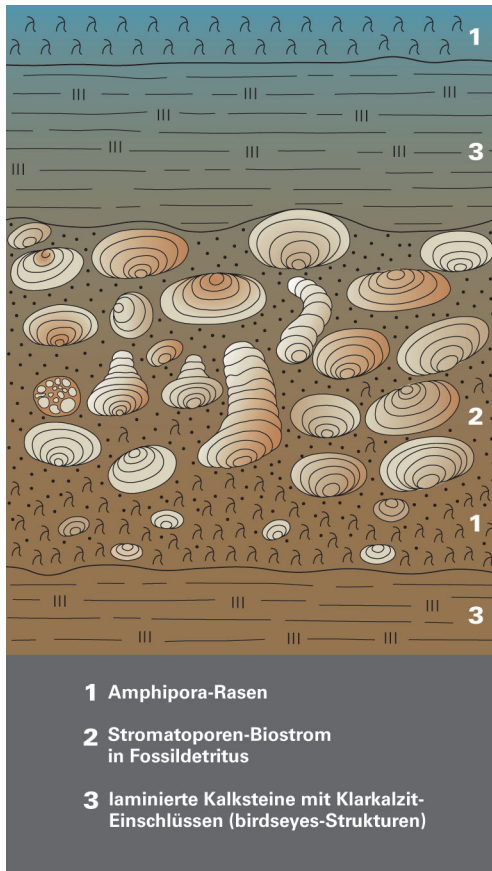


Abb. 12: Zyklischer Aufbau des Aachener Massenkalks (nach KASIG 1980)

die Schüttung von Sanden und Tonen immer mehr zurückgeht, können sich im Flachwasser häufiger Karbonat produzierende Meerestiere ansiedeln. Die Grundlage für den Aufbau der givetischen Karbonatplattform ist damit geschaffen.

Die erste durchgehend karbonatische Gesteinsbildung ist der Massenkalk, der südlich von Aachen in einen mitteldevonischen Unteren und einen oberdevonischen Oberen Massenkalk unterteilt ist (Tab. 2 u. 3). Der givetische Massenkalk (Unterer Walhorn-Massenkalk) wird überwiegend von feinkörnigen bis dichten Kalksteinen aufgebaut. Darin eingeschaltet sind aber Lagen von Brachiopoden

wie *Stringocephalus burtini* und *Uncites gryphus* sowie Anreicherungen von kleinen, knolligen Stromatoporen. Stellenweise sind die Gesteine auch dolomitiert. Als Besonderheit tritt im unteren Teil des Unteren Walhorn-Massenkalks ein Horizont knolliger Kalksteine auf, die sich durch eine reiche Fossilführung auszeichnen. Neben Krinoiden, Brachiopoden und Trilobiten kommen als Besonderheit auch Cephalopoden und Tentakuliten vor. Letztere zeigen die kurzzeitige Vertiefung eines ansonsten extrem flachen Ablagerungsraumes an. Mittels Conodonten lässt sich dieses Ereignis ziemlich genau im höheren Teil der Givet-Stufe festmachen.

Der Untere Walhorn-Massenkalk zeigt allgemein einen mehr oder weniger zyklischen Aufbau (Abb. 12). Eine ideale, jeweils etwa 2,5 m dicke Abfolge beginnt mit einem Rasen aus stängeligen (dendroiden) Stromatoporen der Gattung *Amphipora*. Die Stängelstücke sind in feinkörnigem Kalkstein eingebettet, der in verwittertem Zustand recht treffend als „Spaghettikalke“ bezeichnet wird. Auf dieser Unterlage siedeln sich in einer zweiten Phase kugelige (globuläre) Stromatoporen an (Abb. 13). Sie bilden ein natürlich gewachsenes, lockeres Haufwerk von Karbonat produzierenden Organismen, das nur in der Fläche und nicht in die Höhe wächst. Zwischen den Stromatoporen wird Kalkschlamm und Fossildetritus eingelagert. Korallen sind relativ selten. Den Abschluss eines Zyklus bilden feinkörnige und sehr fein geschichtete (laminierte) Kalksteine mit weißer Verwitterungsfarbe. Sie enthalten keine Fossilien mehr, dafür aber „birdseyes“ genannte Einschlüsse von Klarkalzit, die als Anzeichen für Entgasung und Austrocknung gedeutet werden. Diese Gesteine stellen den Höhepunkt der Abschnürung und des Trockenfallens eines zuvor offenen Meeresbereichs mit Stromatoporenriffen dar.

Als Ablagerungsraum der Karbonatsedimente wird ein ausgedehnter Flachwasserbereich im Randbereich des Old-Red-Kontinents angenommen. Das von Tontrübe freie, klare und

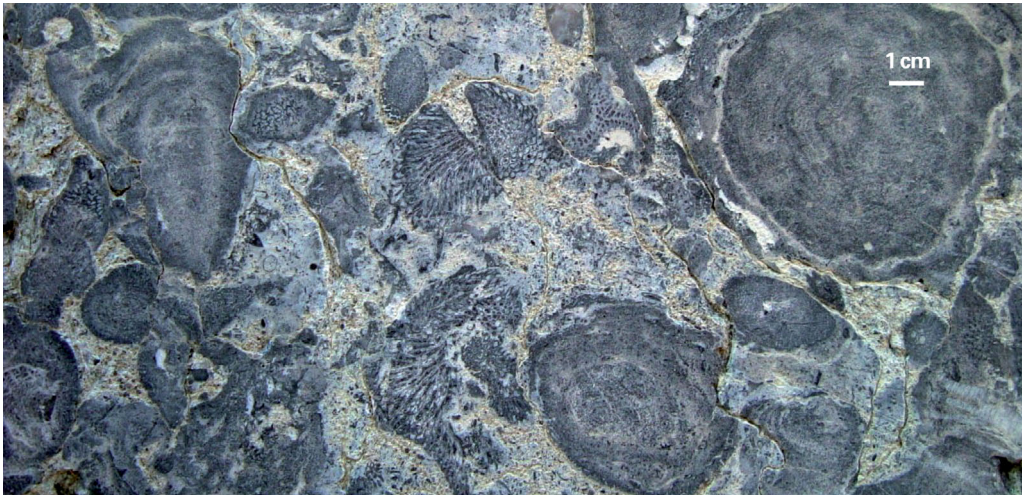


Abb. 13: Kugelige Stromatoporen und Korallen im devonischen Massenkalk (Fassadenplatte, Aachener Domplatz)

warme Wasser ermöglichte dort eine anhaltende Karbonatproduktion überwiegend durch Mikroorganismen, weniger durch Gerüstbauer wie Korallen und Stromatoporen. Der Einfluss eines nahen Festlandes ist erst einige Kilometer südwestlich von Aachen bei Verviers (Belgien) an der Einschaltung eines Sandsteinpakets in den Unteren Massenkalk zu erkennen.

Oberdevon

Die Grenze vom Mitteldevon (Givet-Stufe) zum Oberdevon (Frasnes-Stufe) ist durch das plötzliche Aussetzen der Kalksteinbildung mit dem Grenzschiefer markiert. Der Grund dafür dürfte in einer Schwankung des Meeresspiegels zu suchen sein. Diese konnte aber die biogene Karbonatproduktion nicht vollständig auslöschen, denn sie setzt mit dem Oberen Walhorn-Massenkalk nach einiger Zeit wieder ein. Im Vergleich zum Unteren ist der Obere Walhorn-Massenkalk reicher an Biostromen aus Korallen und Stromatoporen sowie an Riffschutt, was eine Verbesserung der Strömungsverhältnisse andeutet. Die damaligen Ablagerungsbedingungen sind mit denjenigen der heutigen Riffgürtel an den Küsten der Tropen durchaus zu vergleichen. Dort gedei-

hen Korallen im sauerstoffreichen, klaren, über 25 °C warmen und lichtdurchfluteten Meerwasser bei gleichbleibendem Salzgehalt und leichter bis mittlerer Durchströmung am besten (s. Exkurs S. 51/52).

Der Bildungsraum des Oberen Walhorn-Massenkalks verliert im Verlauf der Frasnes-Stufe durch die Aufnahme von immer mehr tonigen Ablagerungen (Frasnes-Schiefer und Knollenkalk, Matagne-Schiefer) den Charakter einer Karbonatplattform. Korallen finden nur noch vereinzelt einen Lebensraum und verschwinden schließlich vollends. Dieses Aussterben von Rifforganismen, insbesondere der Stromatoporen, ab der mittleren Frasnes-Stufe ist nicht nur für den Aachener Bereich bezeichnend, sondern es ist ein weltweit zu beobachtendes Phänomen. Es wird höchst unterschiedlich, unter anderem durch ein Ansteigen des Meeresspiegels, generelle Änderungen von Klima oder Meeresströmungen oder einen verstärkten Nährstoffeintrag vom Festland her, erklärt. Diese oder noch andere Ereignisse führen zeitlich vergleichbar auch im Beckenbereich des Rheinischen Troges zum Aussterben bestimmter Faunengruppen und zur Ablagerung charakteristischer Sedimente wie zum Beispiel der Kellwasser-Kalksteine. Die globa-

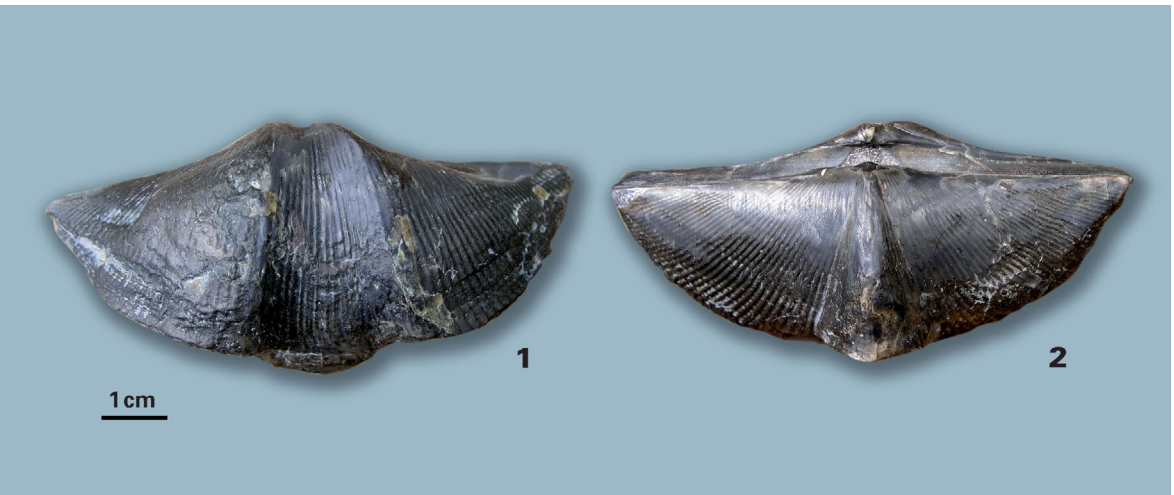
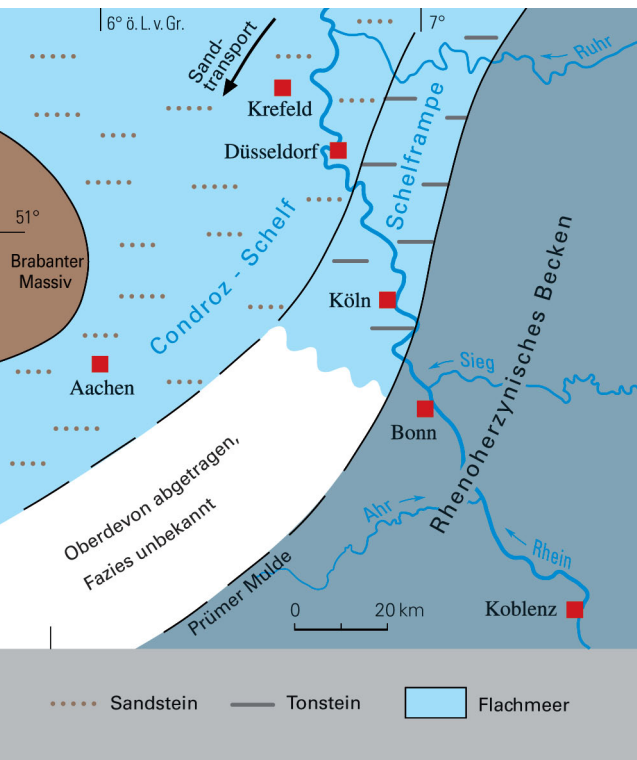


Abb. 14: Der Brachiopod *Cyrtospirifer verneuli* aus den Frasnes-Schiefern: 1 Stielklappe, 2 Armklappe

Abb. 15: Paläogeografie des Oberdevons (tiefe Famenne-Stufe) im Rheinischen Schiefergebirge



le ökologische Krisenzeit gegen Ende der Frasnes-Stufe wird daher auch Kellwasser-Krise genannt. Im Aachener Raum werden zu dieser Zeit die Matagne-Schiefer abgelagert.

Tone und Knollenkalke (Untere Famenne-Schiefer) werden auch noch im unteren Teil der Famenne-Stufe sedimentiert (Tab. 3). Korallen sind nun vollends ausgestorben; dafür gelangen Brachiopoden (Abb. 14) zu stärkerer Bedeutung. Der *Cheiloceras*-Kalk als Teil dieser Schichtenfolge enthält nur eine kleine bodenbewohnende Fauna, vor allem aus Brachiopoden, dagegen aber vermehrt Cephalopoden als Bewohner des nun vertieften, offenen Meeres. Eine gewisse Küstennähe bleibt aber erhalten und ist am Vorkommen von roten Hämatit-Ooiden in den tieferen Famenne-Schichten zu erkennen.

Danach ist eine bedeutende Veränderung der Ablagerungsverhältnisse zu beobachten. Von nun an bis zum Ende des Oberdevons baut sich im südlichen Umfeld des Brabanter Massivs, im sehr flachen, küstennahen Wasser ein klastischer Schelf (= Condruz-Schelf) auf (Abb. 15). Seine Ablagerungen sind unter dem Begriff Condruz-Gruppe zusammengefasst. Das charakteristische Sediment dieses Schelfs ist eine Wechselfolge aus Tonstein und gut



Abb. 16: Sandstein-/Tonstein-Wechsellagerung der Condroz-Gruppe (Felsen an der Adalbert-Kirche, Aachen)

sortiertem, glimmerhaltigem Feinsand, der durch Karbonat zementiert ist und neben Quarz auch etwas Feldspat enthält (Abb. 16). Der Sand ist aus der Verwitterung und Abtragung von kristallinen Gesteinen eines nördlich bis östlich gelegenen Festlandes in Nordeuropa entstanden.

Wie der Schelf der Mitteldevon-Zeit ist auch der Condroz-Schelf in einen inneren und einen äußeren Teil gegliedert. Der innere, in Belgien aufgeschlossene Teil ist durch küstennahe Sandbarren und dadurch abgeschnürte Lagunen charakterisiert. Im tropischen Klima konnten sich in den übersalzten Lagunen zeitweilig primäre Dolomitausscheidungen bilden. Auch rote Tone einer nahe gelegenen ariden Küstenebene (Sabkha) kommen vor. Die küstenferneren Ausläufer des Schelfs reichen bis Aachen. Dort überwiegen lokal zunächst Tonsteine (Obere Famenne-Schiefer), später dominieren in den Esneux-, Montfort- und Evieux-Schichten Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen mit spärlicher Brachiopoden- und Muschelfauna. Etwa in den Montfort-Schichten finden die Sandschüttungen ihren Höhepunkt. Gegen Ende des Oberdevons lassen sie nach und es kommt zu einer grundsätzlichen Ver-

änderung der Sedimentation. Im oberdevonischen Teil des Kohlenkalks (Unterer Kohlenkalk, Tab. 3) zeugen Korallen, Stromatoporen und Brachiopoden von einer biogenen Karbonatproduktion im klaren, warmen Wasser eines flachen Schelfmeeres.

Das Unterdevon westlich und östlich der Kalkmuldenzone

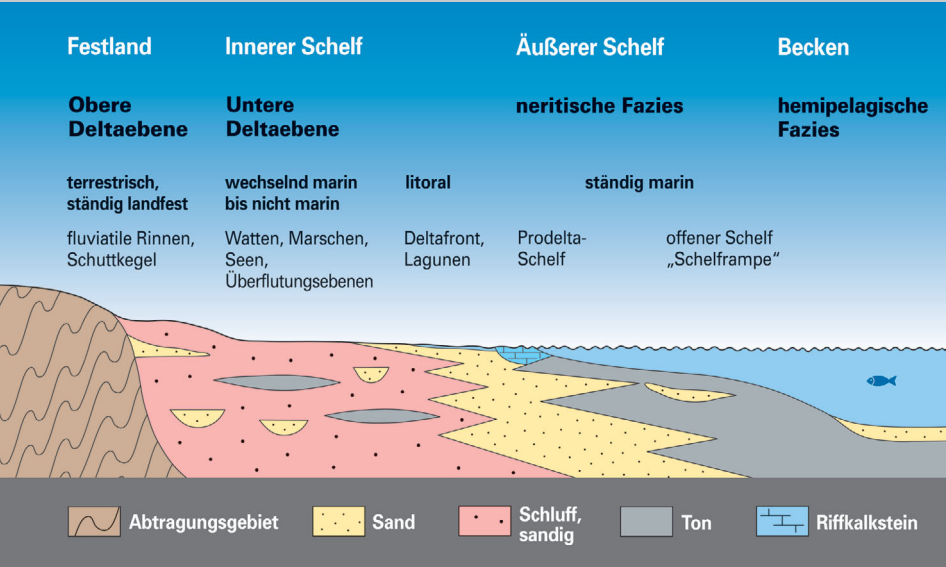
Östlich der Kalkmuldenzone sind nur Schichten der Siegen- und Ems-Stufe verbreitet. Westlich der Kalkmulden bis zur Venn-Antiklinale erlaubt ein stratigrafisch vollständiges Profil den Ablauf der dortigen Erdgeschichte zu rekonstruieren.

Mit der Transgression am Ende des Silurs war in der Nordeifel ein neuer Meeresraum geschaffen worden. Dieser bestand im linksrheinischen Faziesraum nur für relativ kurze Zeit. Die über der fossilreichen Arkose von Waimes folgenden Schichten (höherer Teil der Kalltal-Schichten) zeigen nämlich mit roten und grünen Tonsteinen, konglomeratischen Sandsteinen, Fischresten und fossilen Bodenbildungen Ablagerungsbedingungen eines Festlandes oder Küstensaumes an.

Exkurs: Die Küstenlandschaft des linksrheinischen Devons

Während der Siegen- und Ems-Stufe erstreckte sich, südöstlich vor dem Old-Red-Kontinent liegend, ein ausgedehnter Land/Meer-Übergangsbe- reich. Dort, wo heute die Nordeifel und das Bergische Land liegen, prägte eine flache, von Seen durchsetzte küstennahe Ebene, die von einem aus- gedehnten Flussdelta durchzogen wurde, die damalige Landschaft. In An- lehnung an die heutigen Verhältnisse kann die devonzeitliche Küsten- landschaft in eine Obere und eine Untere Deltaebene gegliedert werden (Abb. 17). Die Obere Deltaebene ist der Bereich der Sedimentzufuhr mit weiten Schuttflächen und fluviatilen Rinnen. Sie ist der bevorzugte Bil- dungsbereich von fossilereen Rotsedimenten. Die Untere Deltaebene ist der Einflussbereich der Gezeiten. Dort entwickeln sich Wattflächen mit Prie- len und Marschen mit Gezeitenkanälen. Unter brackischen Bedingungen kommen bevorzugt graue Sedimente vor, die Reste von Pflanzen und Tie- ren führen, die im nicht vollmarinen Niveau zuhause waren, wie bestimmte Muscheln oder Panzerfische. Der Außenbereich des Deltas wird seawärts von der ständig mit Meerwasser bedeckten Deltafront begrenzt. Dort wer- den vor allem sandige Sedimente mit der Gezeitenströmung transportiert und können sich zu Mündungsbarren anhäufen. Nach dem Nachlassen der Sandschüttungen im Mitteldevon siedeln sich dort Korallenriffe an.

Abb. 17: Schnitt durch den devonischen Schelf und den Küstensaum des Old-Red-Konti- nents (in Anlehnung an LANGENSTRASSEN 1983)



Siegen- bis Unterems-Stufe

Erst mit den Monschau-Schichten setzen sich graue Gesteine und ein mariner Einfluss durch. Die älteste Fossilschicht in den Monschau-Schichten beinhaltet zahlreiche Gattungen von Brachiopoden, Muscheln und Schnecken sowie Reste von Krinoiden, Bryozoen, Trilobiten und Panzerfischen. Auch die darüber folgenden Rurberg-, Wüstebach-, Heimbach- und Schleiden-Schichten (s. Tab. 2) unterscheiden sich nach ihrem Gesteinsaufbau aus Sand-, Schluff- und Tonsteinen nicht grundsätzlich von den Monschau-Schichten. Einzig die wiederum darüber folgenden Klerf-Schichten zeigen durch die Vorherrschaft von roten Ton- und Schluffsteinen einen besonderen Ablagerungsraum an.

Die grauen Schichten der Siegen- und Unterems-Stufe unterscheiden sich nur graduell durch einen jeweils unterschiedlichen Gehalt an Sandsteinen in den meist vorherrschenden Ton- und Schluffsteinen. Allen Schichten gemeinsam ist der Mangel an einer artenreichen marinen Fauna, wie sie beispielsweise in gleich alten Schichten der Südeifel und des Mittelrheingebiets vorkommt. Durch Strömung zusammengeschwemmte Schilllagen mariner Faunenbestandteile mit Spiriferen (Brachiopoden) und Trilobiten sind in der Nordeifel von äußerster Seltenheit. Stattdessen deutet das Vorkommen von Panzerfischen, Muscheln und bestimmten Brachiopoden wie *Rhenorensellaeria* und *Mutationella* auf küstennahe, zuweilen auch brackische Ablagerungsbedingungen hin.

Die sandigen Gesteine der Siegen- und Ems-Stufe zeigen ein Korngrößenspektrum vom Grobschluff bis zum Mittel- und Grobsand. Der Gehalt an Quarzkörnern schwankt mit 60 bis 95 % in weiten Grenzen, entsprechend verhält sich der Anteil der tonmineralischen Gesteinsgrundmasse umgekehrt. Das spricht dafür, dass das Ausgangsmaterial der Sandsteine schnell sedimentiert, das heißt nur in beschränktem Maße umgelagert und sortiert worden ist. Die Anteile von Feldspat (1 – 2 %

und Gesteinsbruchstücken (bis 5 %) sind sehr gering. Im Vergleich dazu zeigen die emsichen Sandsteine nordwestlich der Venn-Antiklinale einen höheren Anteil an Gesteinsbruchstücken und unterstreichen dadurch den geringeren Abstand zum Liefergebiet und eine noch geringere Aufarbeitung.

Die Abfolge der Siegen- und Ems-Stufe zeigt drei Maxima der Sandschüttungen, von denen das erste (Monschau-Schichten) am ausgeprägtesten ist. Die Monschau-Schichten sind als Sande von marinen, küstenparallelen Barren abgelagert worden. Ein zweites Maximum wird im Verlauf der Rurberg-Schichten durch einen von den Unteren bis zu den Oberen Rurberg-Schichten kontinuierlich zunehmenden Sandsteingehalt erreicht. Das dritte Maximum wird von den Schleiden-Schichten repräsentiert, die sich durch Sedimentstrukturen des Gezeitenbereiches auszeichnen. In den Obe-

Abb. 18: Die unterdevonische Pflanze *Drepanophycus spinaeformis* (aus SCHWEITZER 1990)

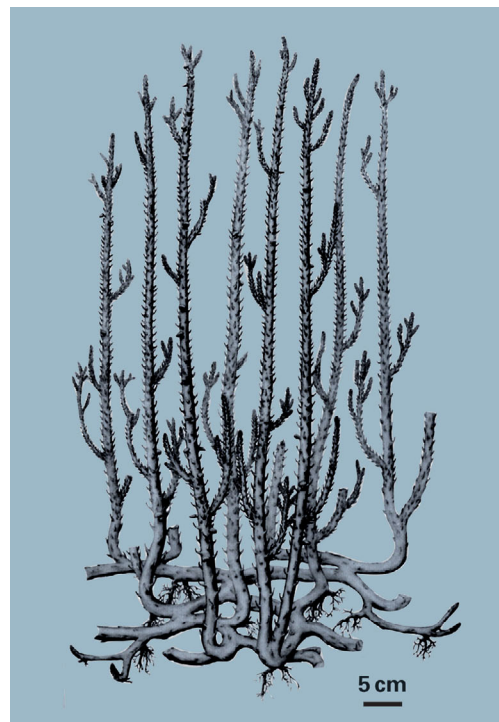




Abb. 19: Rotschiefer und Sandsteine der Oberen Klerf-Schichten (Steinbruch in Reifferscheidt; TK 25: 5504 Hellenthal)

ren Schleiden-Schichten deutet das Vorkommen von Pflanzenanreicherungen in Brandschieferflözen und das Auftreten sideritischer Sandsteine auf einen Meeresrückzug und Verlandungstendenzen hin. Die dünnen Brandschieferflöze bei Blumenthal enthalten das bärlappartige Gewächs *Drepanophycus spinaeformis* (Abb. 18), das zu den frühen landbesiedelnden Pflanzen gehört. Durch ihre Siderit- und Pflanzenführung zeigen die Schichten eine gewisse Ähnlichkeit mit den paralischen Schichten des flözführenden Oberkarbons.

Die Klerf-Schichten schließen die unteremische Schichtenfolge nach oben ab. Rote Ton- und Schluffsteine sind neben grünlich grauen Sandsteinen das Charakteristikum dieser in

Untereinheiten gegliederten Schichtenfolge. Die basale Untereinheit ist ein Übergangsschichtglied, das Gesteinseigenschaften aus dem Liegenden und Hangenden in sich vereint.

Die roten Tonsteine der Klerf-Schichten (Abb. 19) sind besonders in ihrem oberen Teil rotgrün gefleckt, gänzlich ungeschichtet und enthalten sideritische Knollen. Gesteine mit diesem Erscheinungsbild treten auch in Ablagerungen des Mesozoikums (Buntsandstein, Keuper) auf und sind dort ein Hinweis auf eine terrestrische Entstehung. Die Sandstein-Horizonte der Klerf-Schichten erreichen bis zu 30 m Mächtigkeit. Sie zeigen eine großdimensionale, sehr spitzwinklig verlaufende Linsenschichtung, deren einzelne Sedimentkörper in sich schräg geschichtet sind. Als Deutung bieten sich Megarippeln oder Rinnenfüllungen im Flachwasser an.

Mit dem Einsetzen der roten Tonsteine der Klerf-Schichten geht die ohnehin schon artenarme Makrofauna noch weiter zurück. Es treten nur noch vereinzelt Muscheln und Brachiopoden sowie Spurenfossilien und Pflanzenreste auf. Bio- und Lithofazies der Klerf-Schichten weisen auf einen Ablagerungsraum hin, der am besten als terrestrisch-fluviatiler oder lagunärer Teil eines Flussdeltas zu charakterisieren ist.

Klerf-Schichten haben über die Nordeifel hinaus eine sehr weite Verbreitung nach Süden. Sie belegen dadurch einen weiten Vorstoß dieser brackischen Fazies in den Bereich der stärker marinen Fazies der „Grauen Schichten der Unterems-Stufe“. Anders formuliert, das Meer zieht sich gegen Ende der Unterems-Stufe nach Süden zurück, um nach der Zeit der Klerf-Schichten erneut nach Norden vorzustoßen.

Mit den Klerf-Schichten endet in der Nordeifel auch die seit Beginn der Siegen-Stufe herrschende Phase starker Subsidenz und Akkumulation hoher Sedimentmächtigkeiten. Die Schichten der Siegen- und Unterems-Stufe

südöstlich der Venn-Antiklinale zeichnen sich durch die enorm hohe Mächtigkeit von 6 000 bis 7 000 m aus. Sie zeigt einen Spezialtroglan, in dem in einem Zeitraum von etwa 10 Mio. Jahren große Mengen von Abtragungsmaterial des Old-Red-Kontinents abgelagert, tief versenkt und dementsprechend stark aufgeheizt worden sind. Die Erwärmung hat zu einem hohen Inkohlungsgrad sedimenteigener organischer Substanz (Bildung von Vitrit), beziehungsweise auch zu einer schwachen Gesteinsmetamorphose (Bildung von Semigranit) geführt.

Östlich der Kalkmulden haben die Schichten der Siegen-Stufe der Nordeifel keine große Verbreitung. Immerhin sind bestimmte Sandsteinanteile der Schichtenfolge um einiges fossilreicher und somit ausgeprägter marin als gleich alte, küstennähere Schichten im Westen. Die Schichten der Unterems-Stufe zeigen, wie westlich der Kalkmuldenzone, eine Zweigliederung in ein unteres, fossilführendes, graues und ein oberes, fossilarmes, rotes Unterems (Klerf-Schichten; s. Tab. 2). Das „Graue Unterems“ bei Daun (Rheinland-Pfalz), südöstlich der Kalkmuldenzone, führt in den Stadtfeld-Schichten eine reiche marine Schalenfauna und gibt sich dadurch als küstenferne Schelfablagerung zu erkennen. Die Zuordnung der tonig-sandigen Effelsberg-Schichten zur tieferen Unterems- und/oder zur höheren Siegen-Stufe ist nicht geklärt.

Oberems-Stufe

Die tonreichen, grünlichen Sandsteine der Klerf-Schichten werden von den weißen, reinen Quarzsedimenten des Ems-Quarzits abgelöst. Diese Quarzite enthalten äußerst selten eine, dann aber reichhaltige, marine Makrofauna (Abb. 20), während die dazwischengeschalteten roten Tonsteine durchaus noch die Klerfer Fazies repräsentieren. Der Quarzit ist nur in den westlichen Teilen der nordrhein-westfälischen Kalkmulden ausgebildet, am ausgeprägtesten im Südwestende der Blankenheimer Kalkmulde.

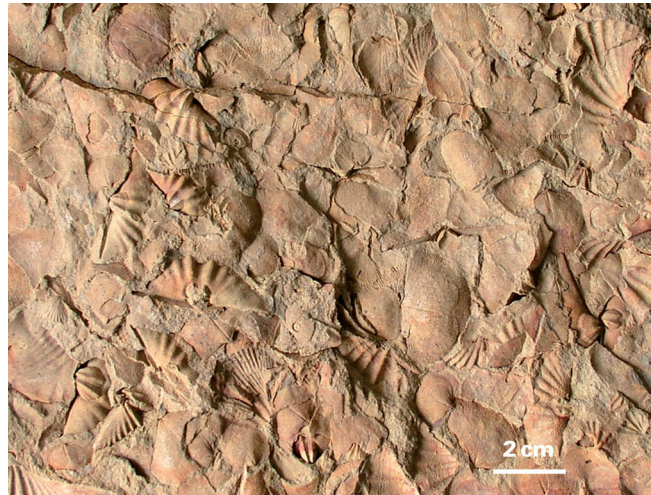


Abb. 20: Unterdevonische Brachiopoden aus dem Ems-Quarzit, Honertseifen südwestlich von Kronenburg (TK 25: 5604 Hallschlag)

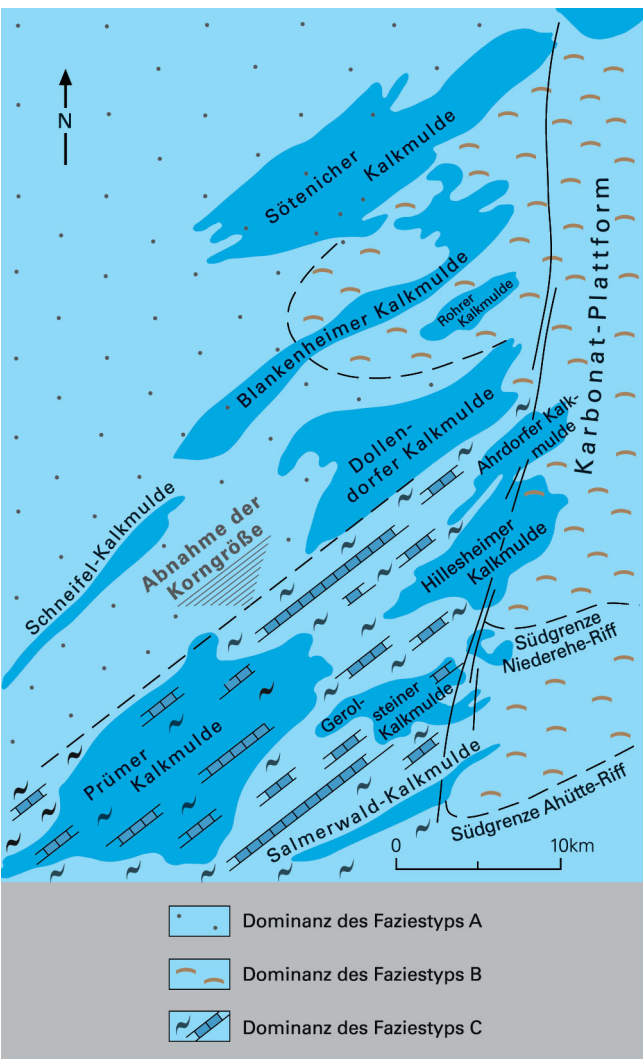
Der Ems-Quarzit ist ein strandnahes Sediment des von Süden her transgredierenden Meeres. Er leitet zu der vollmarinen Flachwasserfazies des höchsten Unterdevons und des Mitteldevons über. Der Meeresvorstoß nach Nordwesten, der in der Oberems-Stufe die heutige Kalkmuldenzone erreicht, geht während der Eifel-Stufe weiter und erreicht mit dem Ende der Friesenrath-Schichten das Gebiet nordwestlich der heutigen Venn-Antiklinale.

In der Nordeifel wird der Ems-Quarzit von den vollmarinen Heisdorf-Schichten überlagert, die der jüngsten Oberems-Stufe angehören (s. Tab. 2). In der Südeifel liegen zwischen Ems-Quarzit und Heisdorf-Schichten weitere Gesteinsfolgen, die im Norden fehlen. Es handelt sich im Einzelnen um den Wetteldorf-Sandstein und die Wiltz-Schiefer. Ihr Fehlen weist darauf hin, dass in ihrem Bildungszeitraum im Norden nicht sedimentiert worden ist (Schichtlücke) oder aber, dass noch Klerf-Schichten abgelagert wurden. Der oberste Teil der Klerf-Schichten und der Ems-Quarzit wären dann im Norden insgesamt etwas jünger als in der Südeifel.

Das Mitteldevon der Kalkmuldenzone

In der Mitte der Eifel erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung die Eifeler Kalkmuldenzone. Über einer Länge von 50 km und eine Breite von 30 km sind dort von Iversheim im Norden bis zum Salmerwald im Süden zehn Mulden mit mitteldevonischen, überwiegend kalkigen Schichten aufgereiht. Ihre Erhaltung während der Abtragung des Variszischen Gebirges ver-

Abb. 21: Faziesgliederung in der Kalkmuldenzone zur Zeit der Eifel-Stufe (nach MEYER & STOLTIDIS & WINTER 1977)



danken sie dem Umstand, dass tektonische Mulden Achsentieflagen darstellen (s. Kap. „Strukturelle Entwicklung“). Im nordrhein-westfälischen Teil der Eifel befinden sich von Norden nach Süden die Sötenicher, Blankenheimer, Rohrer, Dollendorfer und Ahrdorfer Kalkmulde (Abb. 21). Die Schichtengliederung der Eifel-Kalkmulden bezieht sich auf eine von Frankfurter Geologen aufgestellte Standardgliederung (s. S. 34, Tab. 2). Besonders hervorzuheben sind die umfangreichen biostratigraphischen und paläontologischen Arbeiten, die W. STRUVE vornehmlich in der Hillesheimer Kalkmulde durchgeführt hat.

Eifel-Stufe

Während der Eifel-Stufe sind im Meer der Mitteldevon-Zeit sandig-tonige und kalkig-mergelige Ablagerungen in oftmaligem Wechsel gebildet worden. Ihr Bildungsraum repräsentiert den uneingeschränkt marinen Äußeren Schelf (s. S. 38, Abb. 11), der in weitere Faziesbereiche untergliedert werden kann. Über die Gesamtausdehnung der Kalkmuldenzone lassen sich drei Faziesbereiche mit dem Vorherrschen bestimmter Sedimenttypen unterscheiden (Abb. 21).

In den südlichen Kalkmulden herrschen fossilreiche Kalk-/Mergel-Wechsellagerungen (Faziestyp C) vor, die einen küstenferneren Flachmeerbereich dokumentieren. Am Ostrand der Kalkmuldenzone treten verstärkt reine Karbonate und biostromale Riffbildungen auf (Faziestyp B). Dagegen dominieren im nordwestlichen Teil der Kalkmuldenzone bei größerer Küstennähe kalkhaltige Schluff- und Feinsandsteine (Faziestyp A). Der Hauptteil dieses sandigen Faziesbereichs des Schelfs dürfte nordwestlich der Kalkmuldenzone gelegen haben und abgetragen worden sein.

Die Krinoiden-Brachiopoden-Kalksteine der Heisdorf- und Lauch-Schichten mit ihren Oolithgesteinen und lebhaft schräg geschichteten Kalksandsteinen zeigen einen flachen Meeresbereich mit starker Wasserbewegung an,

Exkurs: Das Schelf-Modell des Unteren Mitteldevons

In der Modellvorstellung des Unterdevon-Deltas sind die Deltafront und das seewärts angrenzende Prodelta der Bereich, in dem die Sedimentbildung im Flachwasser unter ständig marinen Bedingungen erfolgt. Diese Zone gewinnt in der Zeit des Mitteldevons an Breite und Bedeutung. Es bildet sich in dieser Zeit ein ausgedehntes Schelfmeer. Dort werden in Wassertiefen von maximal wenigen Zehnermetern sandige, tonige und karbonatische Sedimente mit einer marinen Fauna abgelagert. Dieser sogenannte Rheinische Schelf ist entsprechend dem Küstenabstand in den Inneren und den Äußeren Schelf gegliedert worden (s. S. 44, Abb. 17). Der Innere Schelf umfasst den küstennäheren Ablagerungsraum von Sanden einschließlich des deltaischen Land/Meer-Übergangsbereiches. Auf dem Äußeren Schelf (auch Offener Schelf genannt) dominieren dagegen kalkhaltige Sande und Tone mit reicher Bodenfauna. In der Nordeifel herrschen, abweichend vom überwiegend sandigen Schelf des rechtsrheinischen Schiefergebirges, kalkige Sedimente vor. Diesen fossilreichen marinen Sedimenten stehen nordwestlich der Venn-Antiklinale die weitgehend terrestrischen Ablagerungen der Friesenrath-Schichten gegenüber, die den Ablagerungsraum der Oberen Deltaebene repräsentieren.

wie er für die Rheinische Schelffazies typisch ist. Besonders diejenigen Gesteine der Lauch-Schichten, die sich aus ungewöhnlich großen Krinoidenstielen zusammensetzen, weisen auf eine erste Besiedlung des Schelfs mit Kalk produzierenden Organismen hin. Diese Entwicklung hin zu einer Karbonat-Plattform findet ihren ersten Höhepunkt in den Korallen-Stromatoporen-Biostromen der Unteren Nohn-Schichten.

Ausgelöst durch phasenhafte Meeresspiegelschwankungen, stoßen klastische Sedimentschüttungen mit Krinoiden-Sandsteinen (Abb. 22) von Nordwesten mehrmals in den Bereich

der vorherrschenden Kalksteinbildung vor. Das zeigt sich schon in der Aufbauphase der Karbonat-Plattform, als sich im Westteil der Sötenicher Kalkmulde – dem küstennächsten Bereich – Biostrome nur zögerlich gegen die Sandschüttungen durchsetzen können.

Nach weiteren Sandschüttungen (Obere Nohn-Schichten), die die Biostrome der Unteren Nohn-Schichten zuschütten, kommt es in den höheren Ahrdorf-Schichten (s. Tab. 2) erneut zur Ansiedlung von Biostromen, die ihrerseits von den Sandschüttungen der darauf folgenden Junkerberg-Schichten überlagert werden. Der untere Teil der Junkerberg-Schichten

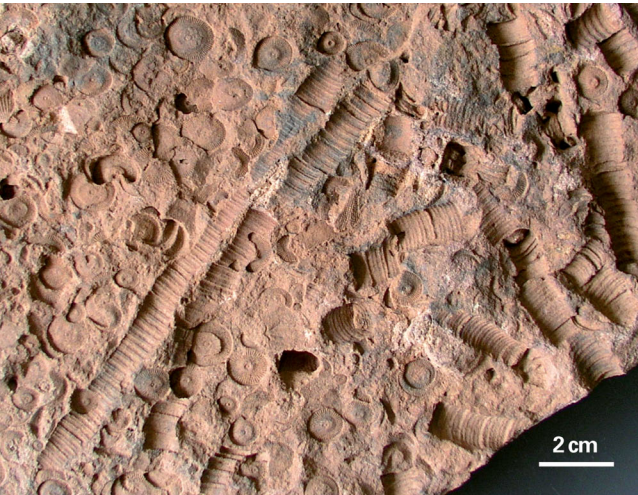


Abb. 22: Krinoiden-Sandstein der Lauch-Schichten (Lichtert-Berg östlich von Kallmuth; TK 25: 5405 Mechernich)

wird in allen nördlichen Kalkmulden von Sand- und Tonsteinen dominiert; nur wenige geringmächtige Horizonte aus Korallen-Kalksteinen oder Krinoiden-Brachiopoden-Kalksteinen schalten sich ein (Abb. 23).

Das sedimentäre Wechselspiel zwischen Ton-, Sand- und Kalkablagerung, das mit den Heisdorf-Schichten begonnen hatte und über einen Zeitraum von etwa 4 – 5 Mio. Jahren ablief, hat ein Gesteinspaket von 400 – 500 m Mächtigkeit hinterlassen. Es endet mit der endgültigen flächenhaften Ausdehnung von Biostromen und ähnlichen kalkigen Gesteinsbildungen. Sie beginnen im Zeitraum der hohen Junkerberg-Schichten und setzen sich über die Freilingen- und Ahabach-Schichten bis über die Eifel/Givet-Stufengrenze hinaus fort.

Im Verlauf des zuvor geschilderten Wechselspiels ist eine Vielzahl von unterschiedlichen Sedimenten mit jeweils „dazugehörigen“ Fossilien entstanden. Das ist so zu verstehen, dass ein bestimmter Sedimentationsraum jeweils auch der Lebensraum für eine ganz bestimmte Gemeinschaft mariner Organismen ist. Im Zuge der paläontologischen Erforschung der ungemein fossilreichen Gesteine

der Kalkmuldenzone ist ein Modell für die zuvor beschriebenen Biostrome und ihr Umfeld aufgestellt worden (s. Exkurs S. 51/52 u. Abb. 24).

Die Brachiopoden (Armfüßer) – eine fast ausgestorbene, Schalen tragende und äußerlich muschelähnliche Weichtiergruppe – hatten im Meer der Kalkmulden beste Lebensbedingungen. Die Entwicklung verschiedener, an unterschiedliche Lebensräume angepasster Arten erfolgte relativ schnell, sodass Brachiopoden gute Leitfossilien abgeben. Neben den Korallen und Trilobiten gehören sie zu den am meisten verbreiteten Fossilien in den Kalkmulden.

Neben der Biostratigrafie mittels Fossilien ist in den Schichten der Eifel-Stufe und den jüngsten Oberems-Schichten eine Gliederung anhand vulkanischer Tufflagen möglich. Es sind geringmächtige, weiße Tonlagen bentoniti-

Abb. 23: Sandhaltiger Kalkstein der Junkerberg-Schichten, im unteren Teil Anreicherung von Bioklasten (Baasem; TK 25: 5605 Stadtkyll)

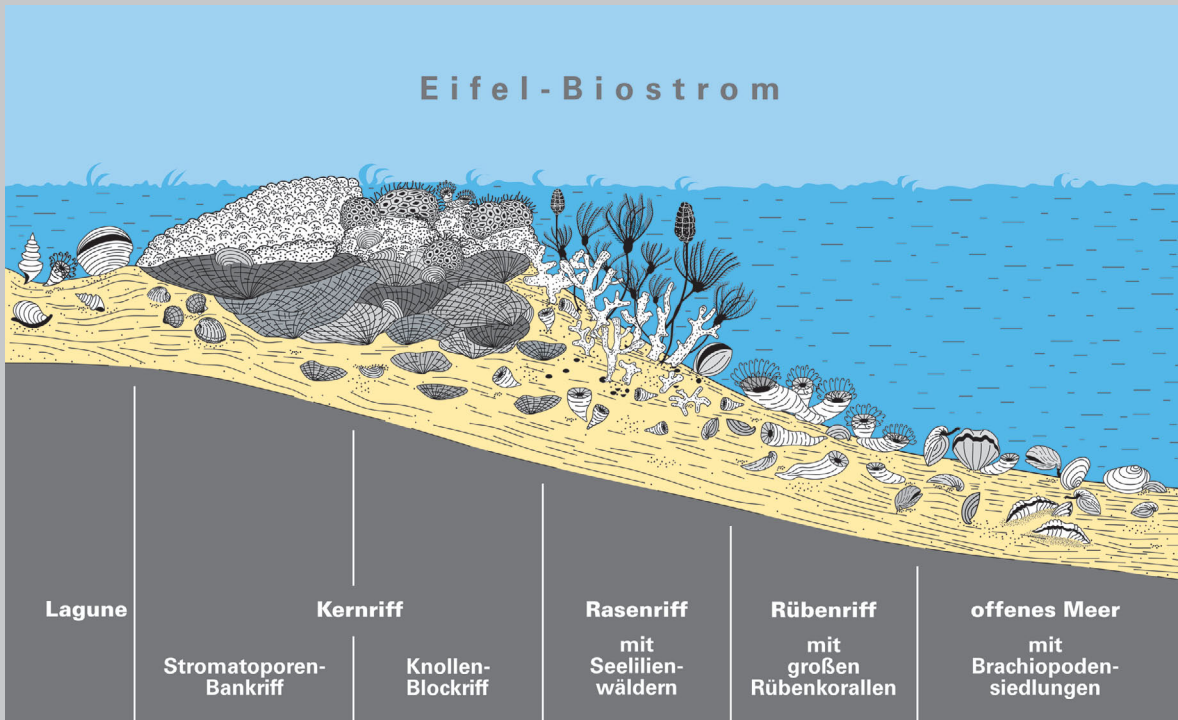


Exkurs: Korallenriffe

Riffe aus 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 unterschritten wird. Riffe sind meist bankförmige Strukturen, die vom Meeresboden bis zur Wasseroberfläche reichen und so groß sind, dass sie erheblich die physikalischen und damit auch ökologischen Eigenheiten ihrer Umgebung beeinflussen.

Fossile Korallenriffe mit flächenhafter Ausdehnung, ohne nennenswertes Höhenwachstum werden Biostrome genannt. Sie zeigen eine räumlich-ökologische Gliederung (Abb. 24). Der zentrale und gleichzeitig auch höchste Teil eines Biostroms ist das Stromatoporen-Bankriff, eine Ansiedlung von großen, flächenhaft wachsenden Stromatoporen in nur wenige Dezimeter tiefem und stark bewegtem Wasser. Angrenzend, in nur wenig tieferem, turbulentem Wasser liegt das Knollen-Blockriff, aufgebaut von kugeligen Stromatoporen und großen Stöcken von kolonialen, rugosen Korallen. Keimzelle für diese Riffansiedlung sind oft Anhäufungen von

Abb. 24: Schnitt durch ein Korallen-Stromatoporen-Riff (Biostrom) in der Kalkmuldenzone (nach einer Darstellung des Fuhlrott-Museums, Wuppertal)



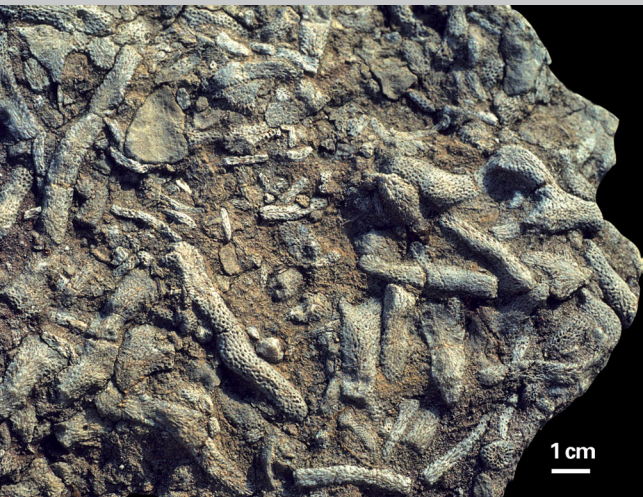


Abb. 25: Tabulate Koralle *Thamnopora* in Kalkstein der Unteren Nohn-Schichten (Blankenheim)

ästigen tabulaten Korallen (*Thamnopora*; Abb. 25) oder von stängeligen Stromatoporen (*Amphipora*). In deren Zwischenräumen „verfängt“ sich toniges Sediment und sorgt so für eine erste morphologische Erhebung auf dem Meeresgrund. Da die Absenkungstendenz des Meeresbodens in den Kalkmulden begrenzt war, konnten Biostrome immer nur in der Fläche wachsen und nicht entsprechend dem Absinken in die Höhe. Bankriff und Knollen-Blockriff – ohne die mittlerweile ausgestorbenen Stromatoporen – sind der Typ von Riff, den wir aus den heutigen Riffgürteln in den tropischen Meeren kennen.

Der zentrale, wellenresistente Riffkörper ist im etwas tieferen Wasser von einem Saum aus Seelilienwäldern (*Krinoiden*) umgeben, die mit ästigen und kleinen, kugeligen tabulaten Korallen vergesellschaftet sind. Auch in diesem Rasenriff ist die Strömung noch stark, das Wasser gut durchlüftet und planktonreich. Noch weiter vom Riffkern entfernt folgt der Lebensraum der rüben- und walzenförmigen rugosen Korallen (Rübenriff), der zum eigentlichen Lebensraum der *Brachiopoden* überleitet. Dort hat das Meer eine Tiefe von wenigen Zehnermetern erreicht und es kommen nennenswerte Mengen von Tonschlamm zur Ablagerung. Episodische stärkere Strömungen sorgten für den Transport von Sand und dessen Vermischung mit kalkigem Material, insbesondere mit den zahlreichen Hartteilen der zuvor genannten Meeresorganismen.

scher Zusammensetzung, die aus der mit dem Wind transportierten Fallout-Asche eines sauren bis intermediären Oberflächenvulkanismus entstanden sind. In den Lagen sind Zirkonkristalle enthalten, die eine jeweils charakteristische Kristallform zeigen. Die Zirkone bieten auch die Möglichkeit einer radiometrischen Altersbestimmung. Neue Untersuchungen am Herkules-Tuff der Heisdorf-Schichten in der Nähe der Ems/Eifel-Stufengrenze haben ein ungefähres Alter von 397,3 Mio. Jahren ergeben.

Givet-Stufe

Die Eifel/Givet-Stufengrenze ist im Rheinischen Schiefergebirge traditionsgemäß an das erste Auftreten des Leitfossils für die Givet-Stufe, den Brachiopoden *Stringocephalus burtoni*, geknüpft. In den Eifel-Kalkmulden erfolgt dies in den Loogh-Schichten. Die heute durch das Erstauftreten eines bestimmten Conodonten weltweit definierte Grenze liegt wenig darunter innerhalb der tieferen Ahbach-Schichten.

In der höchsten Eifel-Stufe hatte sich die biogene Bildung von Karbonatgesteinen gegenüber der Ablagerung von Sand und Ton durchgesetzt und eine die gesamte heutige Kalkmuldenzone umfassende „Karbonatplattform“ entstehen lassen. Gegen das offene, tiefere Meer im Osten und Südosten – repräsentiert durch die Wissenbach-Schiefer der Olkenbacher Mulde (vgl. Abb. 28) – könnte dieser ausgedehnte und flache Meeresbereich durch eine Art von Wallriff oder Barriereriff geschützt gewesen sein.

Im Verlauf der tieferen Givet-Stufe (Loogh- bis Spickberg-Schichten; s. S. 34, Tab. 2) entstand in der heutigen Nordeifel ein Flickenteppich aus kleinen Korallen- und Stromatoporen-Riffen (Biostromen). In diesem Gerüst aus Riffbildnern konnten sich auch Brachiopoden ansiedeln (Abb. 26). In den strömungsgeschützten Lagunen zwischen den Riffen bildeten sich feinkörnige, fossilarme Kalkschlämme, aus denen die sogenannten „Fettkalke“ (feinkörnige

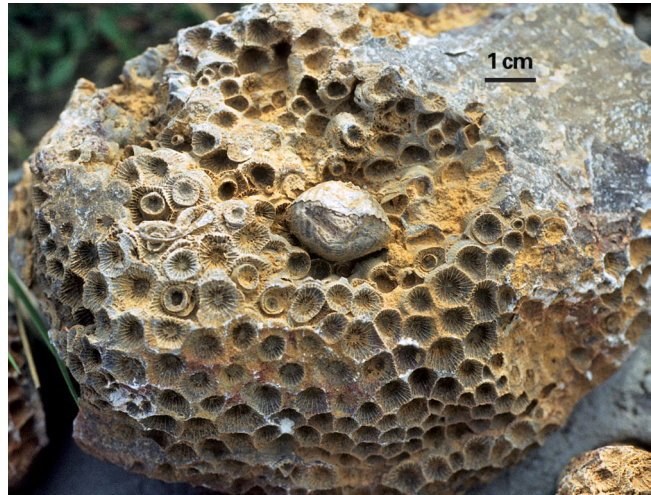


Abb. 26: Rugoser Korallenstock *Hexagonaria* mit aufgewachsenem Brachiopoden (Spickberg-Schichten, Baasem; TK 25: 5605 Stadtkyll)

Kalksteine mit glänzenden Bruchflächen) entstanden. In der Entstehungszeit der Rodert- und Kerpen-Schichten kommen dunkle Mergelsteine mit Korallen und kurzzeitig auch karbonatische Sandsteine zur Ablagerung. Diese karbonatisch-tonige Schichtenfolge erreicht bei Sötenich eine Gesamtmächtigkeit von 230 m. Sie wird dort für die Herstellung von Zement abgebaut (Abb. 27).

Im Verlauf der zuvor charakterisierten Sedimentation muss es bereichsweise zu einer völligen Abschnürung von Lagunen und zu einer Steigerung der Salzkonzentration im Meerwasser gekommen sein. In deren Folge wurden kalkige Ablagerungen sehr frühzeitig und durchgreifend in ein magnesiumhaltiges Karbonat (Dolomit) umgewandelt. Diese Umwandlung setzte spätestens mit den Kerpen-Schichten (s. Tab. 2) flächendeckend ein. Bereichsweise begann dieser Effekt auch schon früher oder ursprüngliche Kalksteine wurden nachträglich in Dolomitstein umgewandelt. Auf diese Weise kann der gesamte überwiegend kalkige Schichtenstapel von den Kerpen- bis hinunter zu den Freilingen-Schichten sekundär dolomitisiert sein. Da dieser Dolomitstein die

Kerne der meisten Kalkmulden bildet, wird er stratigrafisch als Muldenkern-Dolomit bezeichnet. Er reicht bis in einen nicht genau festzumachenden Teil der höheren Givet-Stufe.

Nur in der Prümer Mulde (Südeifel, Rheinland-Pfalz) ist der Muldenkern-Dolomit vollständig erhalten. Dolomitische Gesteine reichen dort bis in das frühe Oberdevon (Wallerstein-Dolomit) und werden dann von tonigen Ablagerungen, den Büdesheim-Schiefern, überdeckt. Dies zeigt, dass die biogene Flachwasser-Karbonatproduktion im Südteil der heutigen Kalkmuldenzone wie im gesamten Rheinischen Schiefergebirge im Verlauf der Frasn-Stufe zum Erliegen kommt. Stattdessen werden in einem sich vertiefenden Meer des Rhenoherynischen Beckens (s. S. 42, Abb. 15) dunkle Tone abgelagert.

Die im Voranstehenden erläuterten Schichtenfolgen des Mittel- und Oberdevons sind in Ab-

bildung 28 zu einer Schnittdarstellung als Faziesübersicht zusammengestellt. Die Schnittlinie verläuft vom nördlichen Venn-Rand über die Kalkmuldenzone bis zur Olkenbacher Mulde bei Wittlich in der südlichen Eifel (s. S. 38, Abb. 11). Wenn man sich bei der Betrachtung auf den Abschnitt der Eifel-Stufe beschränkt, ist die Faziesgliederung von den terrestrischen Rotsedimenten im Norden über die biostromreichen Schichten des Karbonatschelfs (Kalkmuldenzone) bis zu den tonigen Beckenablagerungen im Süden gut zu erkennen.

Es fällt auf, dass zwischen Festland und Karbonatschelf ein klastischer Schelf mit vorherrschend marinen Sandsteinen fehlt. Die Beobachtung, dass im Südwestende der Sötenicher Kalkmulde ansonsten kalkreiche Schichten durch Sandsteine ersetzt werden, hilft bei einer Erklärung weiter. Es darf nämlich vermutet werden, dass westlich der heutigen Kalk-

Abb. 27: Gefaltete Kalksteinschichten der Givet-Stufe (ehem. Steinbruch südlich von Keldenich; TK 25: 5405 Mechernich)



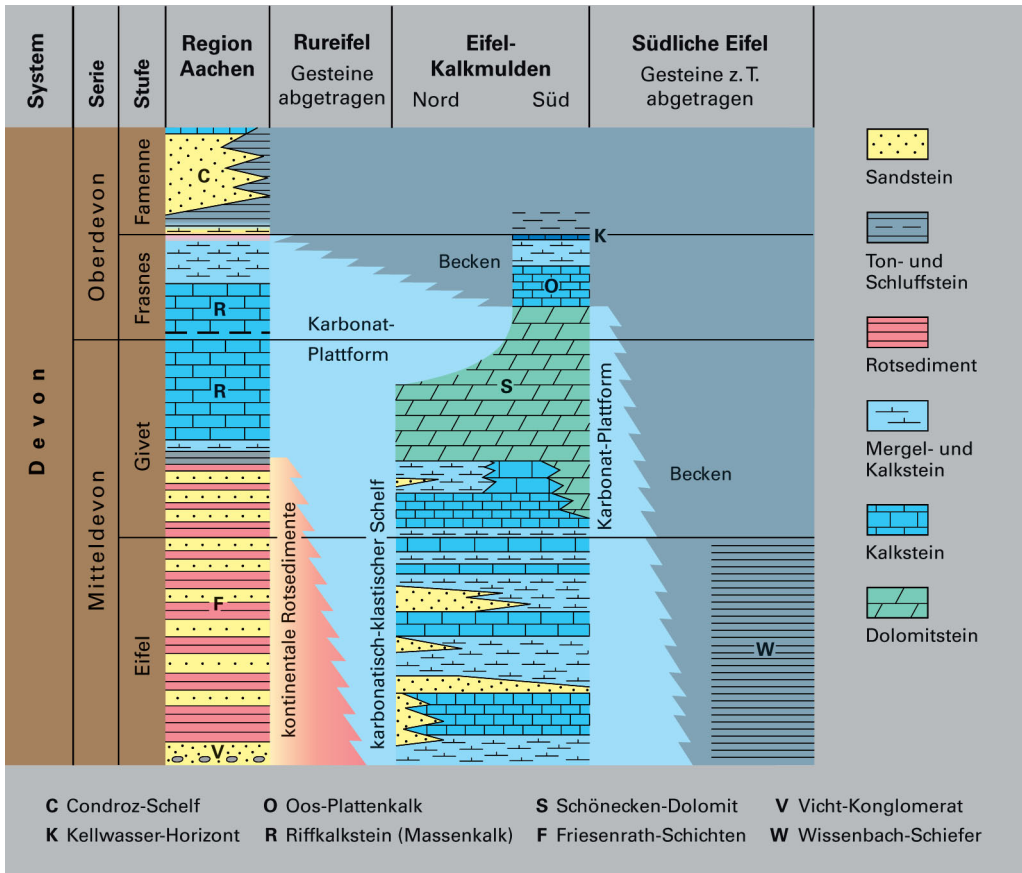


Abb. 28: Schnitt durch die Mittel- und Oberdevon-Schichten der Eifel (Lage des Schnitts s. S. 38, Abb. 11)

muldenzone im tieferen Mitteldevon ein klastischer Schelf ähnlich dem rechtsrheinischen Schiefergebirge bestanden hat. Im Verlauf der variszischen Gebirgsbildung ist er bis auf die unterlagernden Unterdevon-Schichten abgetragen worden. Die relativ hohe Inkohlung in den Unterdevon-Schichten spricht für eine tiefe Versenkung und Erwärmung eben durch diese mächtigen Schichten des ehemals überlagernden klastischen Schelfs.

Während für die Givet-Stufe weit verbreitete Riffbildungen auf einem Karbonatschelf dokumentiert sind, bildet sich im Oberdevon der Gegensatz vom klastischen Condrosz-Schelf im Norden und Rhenohertzynischem Becken

im Süden (s. Abb. 15) heraus. Im Vergleich zur Givet-Stufe hat sich im Oberdevon das Becken nach Nordwesten ausgedehnt.

Karbon

Das Zeitalter des Karbons dokumentiert 62 Mio. Jahre Erdgeschichte. Es umfasst zwei von ihrem Ablagerungsgeschehen her höchst unterschiedliche Abschnitte, das Unterkarbon und das Oberkarbon. Auf Letzteres bezieht sich auch die Bezeichnung „Karbon“, die als „Steinkohlenzeit“ übersetzt werden kann. Die Grenzziehung zwischen dem Unter- und dem

Oberkarbon erfolgt in Mitteleuropa traditionell nach dem Faziesumschwung von einer kalkigen oder tonig-kieseligen zu einer tonig-sandigen Sedimentation. Da in beiden tonigen Ablagerungsbereichen aufgerollte Kopffüßer (Goniatiten) das Meer bewohnten, können sie anhand ihrer Evolution Leitfossilien, das heißt Zeitmarken für die Gliederung und Abgrenzung, liefern. Eine neuerdings eingeführte internationale Abgrenzung von Unterkarbon (Pennsylvanium) und Oberkarbon (Mississippium) liegt stratigrafisch geringfügig höher, schon innerhalb des sogenannten Flözleeren (Oberkarbon).

Die heute Mitteleuropa bildenden Kontinentalplatten hatten während des Devons durch ihre anhaltende Nordwanderung eine sehr äquatornahe Position erreicht (s. S. 22, Abb. 5). Die

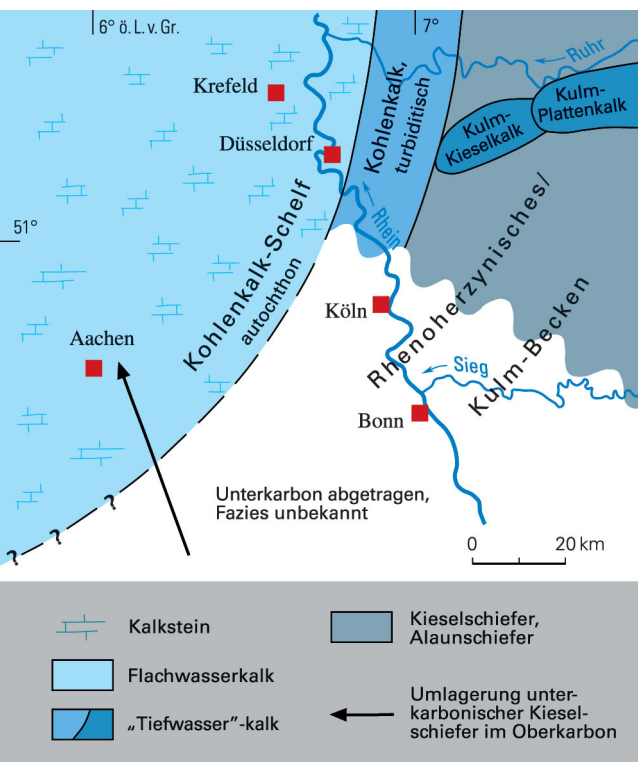
plattentektonische Entwicklung steuerte dann während des Karbons wieder einem Höhepunkt, der variszischen Faltung, entgegen. In ihrem Verlauf wurde das seit der Devon-Zeit bestehende Rhenohertzynische Becken durch die Norddrift der Gondwana-Platte und der ihr vorgelagerten kleineren Platten geschlossen. Gegen Ende des Oberkarbons blieb nur ein Restmeer, die subvariszische Vortiefe, übrig. Wie der Name schon sagt, lag sie nördlich vor dem Variszischen Gebirge, das durch den Zusammenschub der paläozoischen Sedimente entstand.

Unterkarbon

Im Unterkarbon machte sich im Rheinischen Schiefergebirge eine regionale Zweiteilung der marinen Ablagerungsräume bemerkbar. Ihre Grenzlinie – besser ihr Übergangsbereich – lag ungefähr im heutigen nördlichen Rheintal. Die Zweiteilung entspricht in etwa der Faziesgliederung in Schelf und Becken der Devon-Zeit, mit dem Unterschied, dass die Grenzlinie im Unterkarbon um einiges nach Nordwesten verschoben ist. Dementsprechend stehen sich während des Karbons der Kohlenkalk-Schelf im Westen (Aachen, Belgien) und das Kulm-Becken östlich davon im rechtsrheinischen Schiefergebirge gegenüber (Abb. 29). Die Entwicklung vom klastischen Condros-Schelf des Oberdevons zum Karbonat-Schelf des Unterkarbons wiederholt in gewisser Weise den Wechsel vom klastischen Schelf zur Karbonat-Plattform des Massenkalks im höheren Mitteldevon. Beide Male führte eine Ausweitung des Meeres – eine Transgression – nach Nordwesten zum Nachlassen sandiger Schüttungen.

Die klimatischen Bedingungen, unter denen sich die Sedimente bildeten, hatten sich seit dem Devon nicht wesentlich geändert. Wie im Devon, dokumentieren auch im Unterkarbon die Kalkablagerungen des Kohlenkalks einen tropischen Meeresbereich mit einer Vielzahl Kalk produzierender Organismen.

Abb. 29: Paläogeografie des Unterkarbons (Visé-Stufe) im Rheinischen Schiefergebirge



Schon gegen Ende des Oberdevons hatte sich durch die Transgression des Meeres eine tief greifende Veränderung der Ablagerungsverhältnisse angekündigt. Wo zuvor küstennahe Sande abgelagert worden waren, breiteten sich nun Biostrome aus Kalk produzierenden Organismen aus. Die Faunen-Zusammensetzung war der des Mittel- und Oberdevons noch sehr ähnlich. Die Stromatoporen, gegen Ende der Frasnies-Stufe fast ausgestorben, beschränkten sich zwar auf wenige Arten, doch die übrige Fauna wurde weiterhin von tabulaten und rugosen Korallen, Brachiopoden und Krinoiden dominiert. Diese nur wenige Zehnermeter mächtigen Gesteine des Unteren Kohlenkalks gehören noch dem allerjüngsten Oberdevon an.

In Tabelle 3 (s. S. 39) sind den traditionellen Bezeichnungen der Karbon-Schichten die neu eingeführten Formationsnamen gegenübergestellt.

Erst mit dem über dem Unteren Kohlenkalk (oder Etroeungt-Formation) folgenden geringmächtigen Unteren (hellen) Dolomit (Hastièrre-Formation) beginnt sich die Zusammensetzung von Gesteinen und Faunen (Litho- und Biofazies) zu ändern. Im Raum Aachen wurde bei der Umwandlung von Kalkstein in den Dolomit der ursprüngliche Fossilinhalt weitgehend unkenntlich. Das ist unter anderem auch der Grund dafür, dass die Lage der Devon/Karbon-Grenze mittels Fossilien nicht genau zu bestimmen ist.

Mit den faunistischen Änderungen ist ein einschneidendes Sedimentationsereignis verbunden, das auf die Bildung des Unteren Dolomits folgt. Es ist durch die Zwischenschiefer (Pont d'Arcole-Formation) dokumentiert. Die nur wenige Meter mächtigen, schwarzgrauen, fein geschichteten und fossilarmen Tonsteine lassen sich mit Teilen der Liegenden Alaunschiefer der rechtsrheinischen Kulm-Fazies biostratigrafisch verknüpfen. Die Liegenden Alaunschiefer dokumentieren – vergleichbar den oberdevonischen Kellwasser-Kalksteinen – ein globales Ereignis, ein sogenanntes „Event“,

das weit über das rhenoheryznische Meer hinausreicht. Es fand seinen Niederschlag in einer kurzzeitigen Veränderung der ökologischen und sedimentbildenden Faktoren nicht nur im Kulm-Becken, sondern auch auf dem Kohlenkalk-Schelf. Dort stieg gleichzeitig der Meeresspiegel an, wodurch die Flachwasser-Kalkbildung unterbrochen wurde.

Die über dem Zwischenschiefer folgenden Teile des Kohlenkalks beginnen mit dem ebenfalls fossilarmen Oberen (dunklen) Dolomit (Vesdre-Formation). Seine Mächtigkeit ist infolge zeitgleicher fossiler Verkarstung starken Schwankungen unterworfen. Die alte Karstoberfläche ist bereichsweise durch einen geringmächtigen Sandstein (Hastenrath-Sandstein) markiert. Sicherlich ist auch eine Schichtlücke vorhanden. Darüber setzt sich der Kohlenkalk mit seiner aus Kalksteinen aufgebauten Hauptmasse fort (Vichttal- u. Lives-Formation, s. S. 39, Tab. 3). Dieser obere Teil des Kohlenkalks erreicht eine Mächtigkeit von 100 – 200 m und ist lithologisch vierfach untergliedert.

Viele Kalksteine des Kohlenkalks sind ganz überwiegend aus den Bruchstücken stängelliger tabulater Korallen (u. a. *Vaughanites*), Kalkkoiden und Onkolithen sowie Krinoiden aufgebaut. In geringem Umfang sind auch rugose Korallen und Brachiopoden (u. a. *Gigantoproductus*) beteiligt. Ein schwarzer Kalkstein mit weißen Krinoiden aus dem unteren Teil des Oberen Kohlenkalks – in Belgien „petite granite“ genannt – kommt in geringem Umfang auch im Aachener Kohlenkalk vor (Abb. 30). Der mittlere Teil des Oberen Kohlenkalks zeigt einen rhythmischen Aufbau aus klastischen und fein laminierten Kalksteinen, ähnlich den marin-lagunären Rhythmen im devonischen Massenkalk. Bei den Mikrofossilien ist der vergleichsweise hohe Anteil von Kalkalgen und Foraminiferen charakteristisch. Letztere erlauben eine sehr feine biostratigrafische Untergliederung. Mit ihrer Hilfe ist auch festzustellen, dass im Vergleich zu vollständigen Kohlenkalk-Profilen in Belgien höhere Teile der Visé-

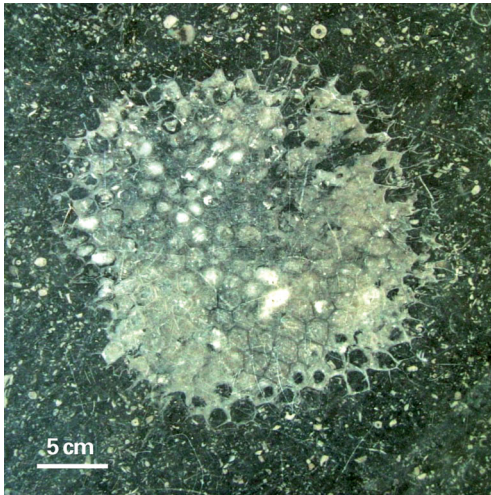


Abb. 30: Krinoiden-Kalkstein des Kohlenkalks mit Korallenstock (Fußbodenplatte am Eisenbrunnen, Aachen)

Stufe bei Aachen fehlen und zu den tonigen Hangendschichten eine bedeutende Schichtlücke besteht.

Das Auftreten von Schichtlücken ist ein Charakteristikum des Aachener Kohlenkalks. In diesem Fall sind es biostratigrafisch belegbare Zeiten der Nichtsedimentation oder die Erosion von zuvor abgelagerten Schichten durch fossile (unterkarbonzeitliche) Verkarstung. Das Vorkommen von Zeugnissen starker Erosion und Umlagerung von Kalksteinen in Form von Brekzienhorizonten ist ebenfalls charakteristisch. Alle Phänomene weisen darauf hin, wie flach das Meer des Kohlenkalk-Schelfs war und dass schon geringe Meeresspiegelschwankungen zu einem Trockenfallen und somit zu einer nachfolgenden Verkarstung führen konnten. Die Bohrung Heugem 1/1a bei Maastricht (südliche Niederlande) hat im Kohlenkalk der Visé-Stufe zahlreiche Horizonte mit Gips und Anhydrit beziehungsweise kalzitische Pseudomorphosen dieser Minerale angetroffen. Sie verdeutlichen die zeitweilige Abschnürung und Austrocknung von Teilen des extrem flachen Kohlenkalk-Schelfs.

Oberkarbon

Im nordwestlichen Venn-Vorland sind oberkarbonische Schichten in der Inde-Mulde und der nördlich der Aachener Antiklinale anschließenden Wurm-Mulde verbreitet. Während die Inde-Mulde noch dem Gebirgsland zugerechnet werden kann und hier beschrieben wird, gehört die Wurm-Mulde schon mehr den Untergrundschichten der Niederrheinischen Bucht an und wird in dieser Monografie nicht berücksichtigt (s. Tab. 3, S. 39).

Mit dem Beginn des Oberkarbons (Namur-Stufe) änderten sich die Ablagerungsverhältnisse im Bereich des heutigen Rheinischen Schiefergebirges wiederum grundsätzlich. Waren im Devon die sandig-tonigen Sedimente von Nordwesten in das rhenohertzynische Meeresbecken gelangt, so kamen sie im Verlauf des Oberkarbons immer intensiver aus Süden. Es entwickelte sich das variszische Vorlandbecken, in dem sukzessive das Abtragungsmaterial des im Süden entstehenden Variszischen Gebirges aufgenommen wurde.

Zu Beginn der Beckenentwicklung wurde der zuvor trockengefallene Kohlenkalk-Schelf durch die Sedimentation von schwarzen Tonen in großer Mächtigkeit flächenhaft abgedeckt. Auf diese Weise entstanden im Aachener Raum die zwischen 50 und 150 m mächtigen Walhorn-Schichten. Als fast einzige marine Fossilien führen sie die Reste von aufgerollten Kopffüßern (Goniatiten), sind aber auch reich an Pflanzenresten.

Die Grenze zu den überlagernden Wilhelmine-Schichten wird vom Burgholz-Sandstein markiert. Dort, wo er konglomeratisch ausgebildet ist, führt er Gerölle von Quarz, Quarzit und radiolarienreichen Kieselschiefern – Material, das Verwitterung und einen langen Transport unbeschadet übersteht. Die Kieselschiefergerölle deuten auf die Herkunft aus Süden, da dort solche Gesteine als typischer Bestandteil der unterkarbonischen Kulm-Fazies verbreitet gewesen sein können. Aber nicht nur der be-

ginnende Sedimenttransport aus Süden wird dadurch belegt (Abb. 31), sondern auch die Tatsache, dass im frühen Oberkarbon schon marine Unterkarbon-Ablagerungen herausgehoben und abgetragen worden waren. Im Hinblick auf die variszische Gebirgsbildung ist zu erkennen, dass sie im Süden schon begonnen hatte, während sich im Norden noch 2 000 bis 3 000 m Sedimente in der variszischen Vortiefe bildeten (Abb. 31).

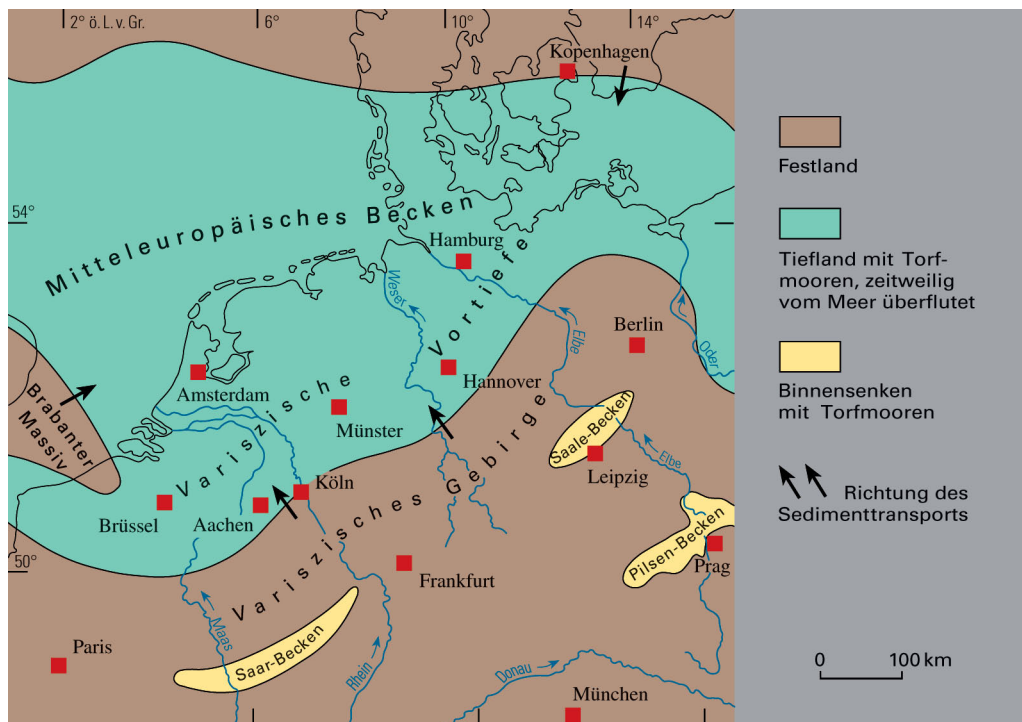
Die tonige Fazies der Walhorn-Schichten ohne marine Bodenfauna und nur mit nektonisch-marin lebenden Goniatiten setzt sich in ihren Hangendschichten fort. Diese bis zu 1 800 m mächtige Schichtenfolge wurde früher als Stolberg-Schichten bezeichnet und wird heute in mehrere Untereinheiten gegliedert. Auch dieser Schichtenabschnitt enthält in Gestalt des Gedau-Konglomerats eine Grobschüttung mit Kieselschiefergeröllen. Darüber treten weitere charakteristische, zum Teil konglomeratische

Sandstein-Horizonte auf, die neben den ebenfalls vorkommenden Steinkohlenflözen (s. im Folgenden) zur lithostratigrafischen Gliederung herangezogen werden. Die Grenze zwischen Namur- und Westfal-Stufe liegt zwischen den Krebs-Traufe-Schichten und den Außenwerken. Da der marine Sarnsbank-Horizont des Ruhrreviers in der Inde-Mulde fehlt, wird hilfsweise das Konglomerat im Liegenden von Flöz Kleinkohl als Grenze zum Westfal A angenommen.

In den tiefsten Wilhelmine-Schichten der Inde-Mulde treten allererste dünne Kohlenflöze auf. Sie deuten auf die zeitweilige Verlandung eines Flachmeeres, in dem von Süden neben etwas Quarzsand zeitweilig auch fluviatile Geröllschüttungen – die zuvor genannten Konglomerate – zur Ablagerung kamen.

Im Lauf der Sedimentation ab der höheren Namur-Stufe (Krebs-Traufe-Schichten) nimmt in der Schichtenfolge des Westfals A bis zum

Abb. 31: Paläogeografie zur Oberkarbon-Zeit (Westfal-Stufe)



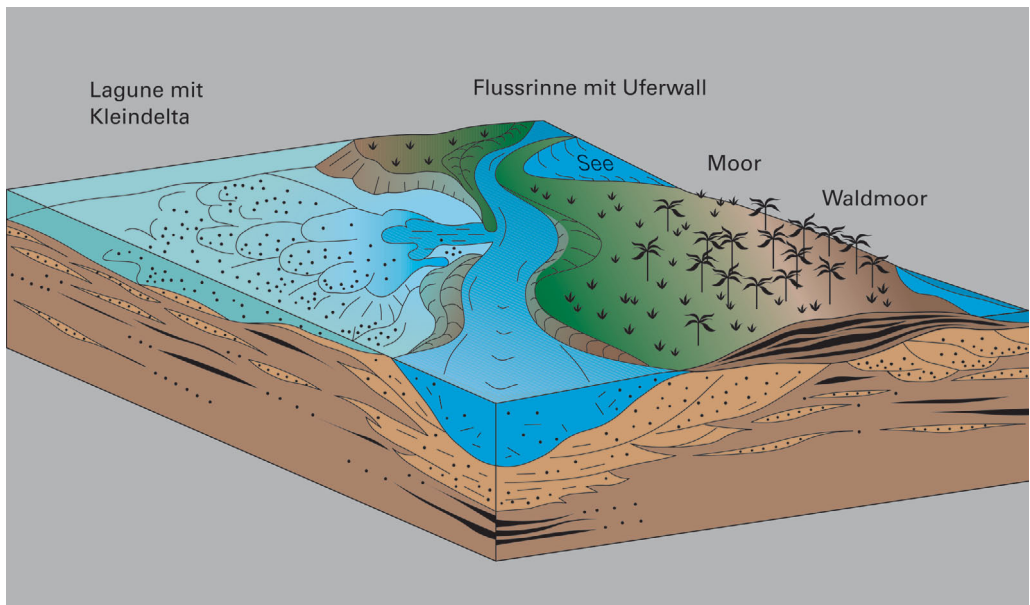
Westfal B die Anzahl der Steinkohlenflöze in der Inde- und der Wurm-Mulde immer mehr zu und die Zahl der marinen Einschübe mit entsprechender Fauna ab. Das Westfal A umfasst die Außenwerke, die Breitgang-Schichten und die Binnenwerke, mit denen die Schichtenfolge in der Inde-Mulde abschließt.

Die Zunahme der Flöze spiegelt die sedimentäre Entwicklung wider. Das anfänglich noch flache Meer der Vortiefe nördlich des sich entwickelnden Variszischen Gebirges wird unter stetiger Absenkung immer mehr mit Sand und Ton verfüllt. Immer häufiger und über längere Zeiträume entstehen ausgedehnte Brackwasserbereiche (Lagunen) und Seen. Dazwischen liegen Sumpfwälder (Waldmoore), die von Flussrinnen durchzogen sind (Abb. 32). Die abgelagerten Sedimente zeigen im Idealfall einen regelmäßig sich wiederholenden Aufbau. Solche Abfolgen – Zyklotheme genannt – beginnen mit fluviatilen Sandsteinen und entwickeln sich über sandige Tonsteine und Tonsteine mit Wurzelboden hin zu Kohlenflözen.

Diese werden durch Tonsteine mit nicht marinen Muscheln (See-Ablagerungen) überdeckt, bevor ein kurzer Meeresvorstoß einen karbonatischen Horizont mit Goniatiten hinterlässt. Das Zyklothem schließt sich mit der umgekehrten Abfolge der zuvor genannten Sedimentationsschritte. Die Steuerung der Sedimentation erfolgt zum einen durch die aktive Verlagerung von Flussrinnen und Mündungsbaren im Ablagerungsraum selbst, zum anderen durch Schwankungen des Meeresspiegels.

Die Pflanzenwelt des Oberkarbons besteht vor allem aus hoch entwickelten Sporenpflanzen, sogenannten Pteridophyten. Dazu gehörten Pflanzengruppen wie Bärlappe, Schachtelhalme und Farne. Diese Pflanzen, heute eher von unbedeutender Größe, haben im Oberkarbon Baumgröße erreicht. Gattungen wie *Sigillaria* (Siegelbaum), *Lepidodendron* (Schuppenbaum) und *Calamites* (Riesenschachtelhalme) sind vielen als Pflanzen, aus denen die Steinkohle entstanden ist, bekannt.

Abb. 32: Bildungsraum eines Steinkohle-Moores im Oberkarbon (nach SÜSS & DROZDZEWSKI & SCHÄFER 2000)



Unter dem warmen, immer noch äquatorialen Klima der Oberkarbon-Zeit sammelten sich die Steinkohlenpflanzen in baumreichen Mooren an, bevor sie durch nachfolgende Ton- und Sandschüttungen abgedeckt wurden. Danach unterlagen die Pflanzenreste unter Luftabschluss und bei zunehmender Versenkung einem als Inkohlung bezeichneten Prozess der chemischen Umwandlung. Im Zuge der Inkohlung wird in einer Entwicklungsreihe von Torf über Braunkohle zu Steinkohle die pflanzliche Substanz (Kohlehydrate) in langkettige und zyklische Kohlenwasserstoffe umgewandelt. Bei zunehmender Inkohlung steigt der Kohlenstoffgehalt unter stetiger Abgabe von Methan. Auf diese Weise sind, je nach Versenkungstiefe der Flöze, Kohlen mit unterschiedlichem Brennwert entstanden.

Das Aachen-Südlimburger Steinkohlenrevier (s. auch Kap. „Lagerstätten“) ist nur ein sehr kleiner Teil des Ablagerungsraumes von oberkarbonischen Küstenmooren im variszischen Vorlandbecken. Das Becken erstreckte sich über Hunderte von Kilometern von England über Belgien bis nach Polen und in das heutige Nordseebecken hinein. Seine Vielzahl von Steinkohlenflözen ist über stratigrafische Marker wie marine Horizonte und vulkanische Aschen, die heute als sogenannte Kaolinkohlenlonstoneine vorliegen, weiträumig korrelierbar.

In den am tiefsten eingemuldeten Teilen des Aachen-Südlimburger Steinkohlenreviers bei Heerlen sind Oberkarbon-Schichten bis zum Westfal C erhalten. Jüngere oberkarbonische Schichten sind im Zuge der variszischen Gebirgsbildung wieder abgetragen worden. Die Gebirgsbildung hat im Verlauf des Karbons die Eifel von Süden nach Norden durchlaufen. Zeitmarken für Faltung und unmittelbar einsetzende Abtragung im südlichen Bereich sind nicht nur die schon zuvor erwähnten namurischen Konglomerate, sondern auch in Schichten des Westfals C gefundene umgelagerte vorkarbonische Miosporen. Gegen Ende der Westfal-Stufe hat die variszische Faltung den

Nordrand des westlichen Rheinischen Schiefergebirges erreicht. Dort, im Aachen-Südlimburger Steinkohlenrevier, klingt die Faltung langsam nach Norden aus. Für den Zeitraum der nachfolgenden Stefan-Stufe des Oberkarbons ist schon wieder eine weiträumige Abtragung des Variszischen Gebirges zu vermuten.

Perm

Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung war während des Oberkarbons ein sich nördlich an das Rhenoherynikum anschließendes Vorlandbecken entstanden. Dieses entwickelte sich zum Norddeutschen Becken, einem Teil des Mitteleuropäischen Beckens, das den Schutt der randlich gelegenen Abtragungsgebiete aufnahm (Abb. 33). Zu ihnen gehörte nicht nur das neu entstandene Festland des Variszischen Gebirges im Süden, sondern auch der Kontinent Baltica (einschließlich Skandinaviens) im Norden. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung war also im mittleren und nördlichen Europa eine Land/Meer-Verteilung entstanden, die der heutigen schon recht ähnlich war. Das galt aber nicht für das Klima. Immer noch in Äquatornähe gelegen, war das Klima des neuen Pangäa-Kontinents (s. Kap. „Strukturelle Entwicklung“) heiß, aber im Vergleich zum Oberkarbon deutlich trockener.

Gegen Ende der Perm-Zeit drang aus dem heutigen nordeuropäischen Raum das Meer in das Norddeutsche Becken ein. Die damit eingeleitete marine Phase der Perm-Zeit (Zechstein) ist mit 7,5 Mio. Jahren, im Vergleich zur Gesamtdauer des Perms von 45 – 50 Mio. Jahren, nur sehr kurz.

Der Abschnitt der Erdgeschichte, der Perm (oder *Dyas* = Zweiheit) genannt wird, ist in der Nordeifel nur durch sehr geringmächtige Gesteine aus seinem unteren Teil, dem terrestrisch ausgebildeten Rotliegend, vertreten (Tab. 4). Das Meer der darauf folgenden Zechstein-Zeit hat die Nordeifel wohl nicht erreicht.

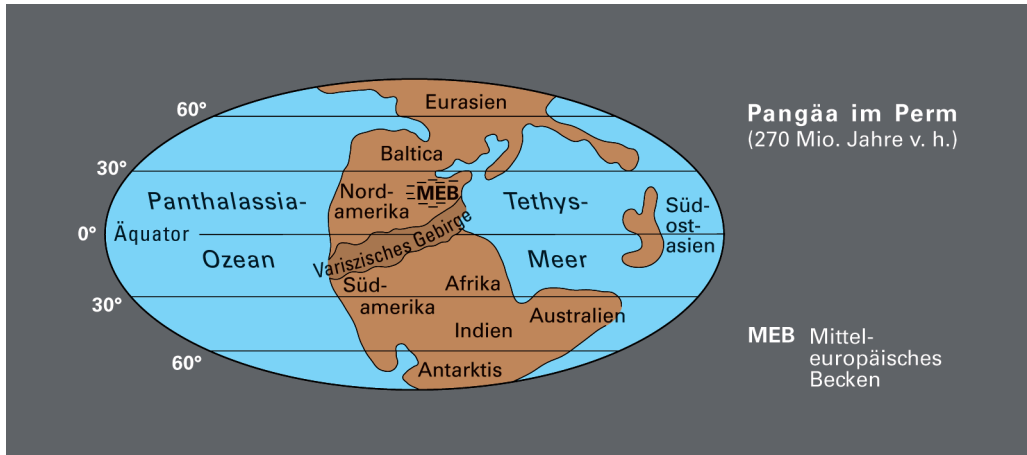


Abb. 33: Der Großkontinent Pangäa im Perm (aus HAUSCHKE & WILDE 1999, ergänzt)

Rotliegend

Durch die variszische Gebirgsbildung im späten Oberkarbon war im Raum der heutigen Eifel zwar ein Abtragungsgebiet, vermutlich aber kein Hochgebirge vergleichbar mit den heutigen Alpen entstanden. Vielmehr ist zu vermuten, dass der sich heraushebende, gefaltete Gesteinskörper des Rhenoheryzynikums in gleichem Maße auch wieder abgetragen wurde, wie er herausgehoben wurde. Auf diese Weise entstand im Bereich des heutigen Schiefergebirges die Rheinische Masse, die von da an der Abtragung unterlag und von den Meeren des Mesozoikums und Känozoikums nur noch randlich überflutet worden ist.

Der permzeitliche Abtragungsschutt sammelte sich in gut aufbereiteter Form, das heißt zerkleinert und sortiert, nach längerem fluvialem Transport im Norddeutschen Becken. Im Bereich des Gebirgsrumpfes, der zu der Zeit abgetragen wurde, bildete sich dagegen grober, liefergebietsnaher Schutt, der in tektonisch angelegten Innensenken aufgenommen wurde.

In der Nordeifel sind nur an wenigen Stellen Geröllablagerungen aus dem Perm anzutreffen. Zu Konglomeraten verfestigt, liegen sie heute diskordant und schwach geneigt auf gefalteten devonischen Gesteinen. Die Zusam-

mensetzung eines solchen Vorkommens bei Sötenich (Golbach-Konglomerat) zeigt ganz überwiegend Kalk- und Dolomitsteingerölle, die aus der nahe gelegenen Sötenicher Kalkmulde stammen. Die Gerölle liegen in sehr unterschiedlicher Größe, dicht gepackt, in einer rötlichen, quarzsandig-karbonatischen Grundmasse. Neben Korallen oder Krinoiden führenden Kalksteinen sind auch rötliche, quarziti-sche Gesteine – vermutlich der angrenzenden Unterdevon-Schichten – enthalten. Da Kalksteingerölle unter einem feuchtwarmen Klima schnell der Lösungsverwitterung anheim fallen, kann der Schluss gezogen werden, dass die unsortierten und ungerundeten Konglomeratgerölle als Verwitterungsschutt unter einem trockenwarmen (ariden) Klima gebildet worden sind.

Die flächenhaft sehr kleinen Vorkommen der Perm-Konglomerate bei Sötenich, Rißdorf und Dahlem liegen entweder in der Nähe von Gesteinen des Buntsandsteins oder werden von diesen überlagert. Aus den verstreut liegenden Vorkommen eine im variszischen Streichen liegende Innensenke zu konstruieren, ist nicht möglich. Eher ist an eine beginnende, Nord – Süd verlaufende Einsenkung der buntsandsteinzeitlichen Luxemburg-Eifel-Senke zu denken.

Im angrenzenden Belgien ist mit dem Malmedyer Graben der tiefste Teil einer im variszischen Streichen liegenden Innensenke mit Kalkkonglomeraten in größerer Mächtigkeit anzutreffen. Die enthaltenen Kalksteingerölle sind dort mittels Mikrofossilien (Conodonten) auf ihr Alter hin untersucht worden. Es zeigte sich, dass von der Oberems-Stufe bis zum Unterkarbon alle Zeitalter durch Gerölle vertreten sind. Als Herkunftsgebiet der älteren Gerölle ist die Kalkmuldenzone der Nordeifel, für das der jüngeren Gerölle die Mulde von Dinant in Belgien zu vermuten. Beide Gebiete liegen vom Malmedyer Graben mehr als 20 km entfernt. Die Transportweite und das Ausmaß der Vermischung von Geröllen unterschiedlicher Herkunft müssen, anders als in der Kalkmuldenzone, beträchtlich gewesen sein.

Das Entstehungsalter der Kalkkonglomerate selbst ist biostratigrafisch nicht direkt zu bestimmen, da ihre Gesteinsgrundmasse fossilfrei ist. Ein Vergleich mit petrografisch ähnlichen Konglomeraten in der Wittlicher Rotliegend-Senke der Südeifel, die wiederum mit den als Wadern-Schichten bezeichneten Konglomeraten des Oberrotliegend der Saar-Nahe-Senke parallelisiert worden sind, ist möglich. Wenn solch „junge“ Gesteine in der Nord-eifel diskordant das gefaltete Devon überlagern, zeigt das eine Schichtlücke an, in der schätzungsweise 60 Mio. Jahre der Erdgeschichte nicht durch Ablagerungen belegt sind. Das ist die Zeitspanne, in der das Variszische Gebirge gebildet und danach wieder abgetragen worden ist.

In der Perm-Zeit sind aber nicht nur Abtragungssedimente entstanden und in gleichzeitig sich bildenden Senken deponiert worden, sondern es liefen auch mineralogisch-geochemische Gesteinsveränderungen an der damaligen Landoberfläche ab. Eine sekundäre Rötung primär dunkelgrauer devonischer Gesteine ist überall dort zu beobachten, wo permische Gesteine älteren Ablagerungen heute noch aufliegen oder früher auflagen und schon längst wieder abgetragen worden sind.

Die physikochemischen Vorgänge bei der Rötung lassen sich wie folgt zusammenfassen: Unter dem Einfluss des in der Perm-Zeit vorherrschend ariden Klimas kam es bei generell tief liegendem Grundwasserspiegel zur Versickerung von saisonalen Niederschlägen. Dabei griff das leicht salzhaltige Oberflächenwasser im Kluft- und Porenraum der klastischen Devon-Gesteine eisenhaltige Gesteinsminerale wie Pyrit oder Siderit an und wandelte sie in rotes Eisenoxid (Hämatit) um. Dies hat bei Sandsteinen zu einer von Klüften ausgehenden randlichen Rötung und bei Tonsteinen zu einer fleckhaften bis vollständigen Rötung geführt. Besonders das Erscheinungsbild der geröteten Tonsteine hat in der Vergangenheit oft zur Verwechslung mit primären Rotsedimenten (z. B. der devonischen Klerf-Schichten) und so zu stratigrafischen Fehldeutungen im Unterdevon der Nordeifel geführt.

Zechstein

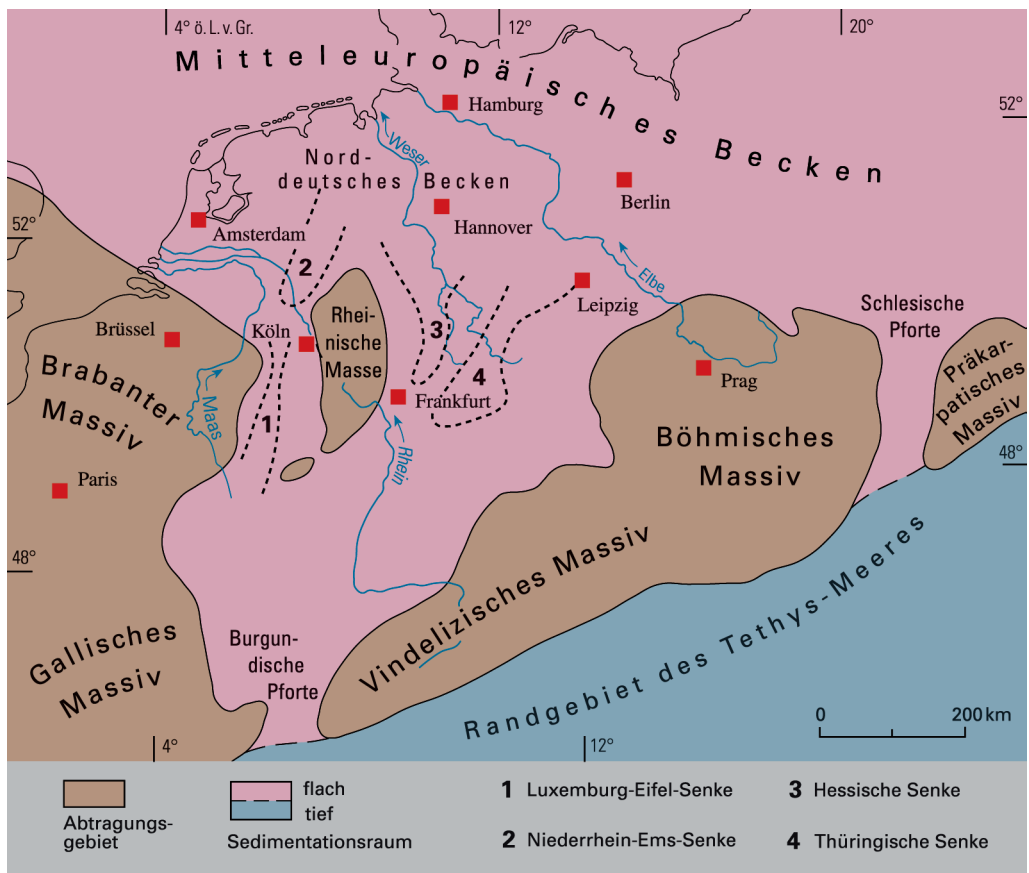
Das Norddeutsche Rotliegend-Becken wurde gegen Ende der Perm-Zeit vom Meer überflutet. Das Zechstein-See stieß, von Norden kommend, in einer großen Bucht – der Niederrhein-Senke – in Richtung auf die Rheinische Masse vor, hat aber den Raum der heutigen Nordeifel nicht erreicht. Im Zentrum der Niederrhein-Senke (nördlich von Krefeld) bildete sich unter dem ariden Klima der Perm-Zeit ein abgeschnürtes Meeresbecken, auf dessen Grund aus dem übersalzten Meerwasser zunächst Dolomit, dann Gips und schließlich Steinsalz und Kalisalze ausfielen. Die Ablagerungen dieser sogenannten Niederrheinischen Salzpfanne wurden im Südwesten von roten, tonig-sandigen Ablagerungen umgürtet. Sie leiten zum permzeitlichen Gebirgsrand der Rheinischen Masse über. Dort herrschte Abtragung vor, sodass keine Ablagerungen aus der Zechstein-Zeit vorhanden sind.

Das Erdmittelalter (Mesozoikum)

Schon in der Perm-Zeit war als Folge der variszischen Gebirgsbildung der Großkontinent Pangäa entstanden (s. S. 62, Abb. 33). Er umfasste alle heutigen Kontinente und erstreckte sich nach seiner Norddrift im jüngeren Paläozoikum und zu Beginn des Mesozoikums, in der Trias, von Pol zu Pol. Westeuropa lag zur damaligen Zeit wenig nördlich des Äquators. Nicht nur diese Lage, sondern auch die enorme Größe der Kontinentalmasse Pangäa führten zu einem sehr heißen und trockenen Klima mit nur zeitweiligen Regenfällen. Im Osten

grenzte das Tethys-Meer, in dem während des Mesozoikums die Sedimente gebildet wurden, die heute unter anderem die Alpen aufbauen, an Pangäa. Zwischen der Tethys und dem Mitteleuropäischen Becken erstreckte sich im heutigen Süddeutschland das Vindelizische Massiv, an das sich nach Westen das Gallische Massiv anschloss (Abb. 34). Die vom warmen Tethys-Meer ausgehenden Monsunwinde regneten am Festland ab und ließen Flussläufe mit saisonaler Wasserführung entstehen. Sie strömten durch eine wenig bewachsene, wüstenhafte Landschaft nach Norden, wo sie sich schließlich im kontinentalen Becken des heutigen Norddeutschlands, dem sogenannten Norddeutschen Becken, verloren.

Abb. 34: Verteilung von Abtragungsgebieten und Sedimentationsräumen zur Zeit des Buntsandsteins (nach RÖHLING & LEPPER 2010, ergänzt)



Gegen Ende des Perms, vor etwa 250 Mio. Jahren, kam es sowohl im marinen Bereich der Tethys als auch auf dem Festland zum Aussterben von mehr als drei Viertel aller dort vorkommenden Tierarten. Das Aussterben erfolgte über einen längeren Zeitraum, nicht etwa plötzlich, was auf extraterrestrische Einflüsse, etwa den Einschlag eines Meteoriten, schließen lassen könnte. Vielmehr wird vermutet, dass großräumige vulkanische Vorgänge und Sauerstoffmangel im Meerwasser die Tierwelt dezimierten. Anders als bei dem Aussterbeereignis an der Kreide/Tertiär-Wende ist aber auch bei dieser Frage noch keine einheitliche Meinung unter den Geowissenschaftlern in Sicht. Aus den wenigen überlebenden marinen Tiergattungen hat sich dann im Tethys-Meer (s. im Folgenden) während der Trias eine neue Tierwelt entwickelt und bis in die Randbereiche der Tethys im heutigen Mitteleuropa ausgebreitet.

Mit dem Mitteleuropäischen Becken beziehungsweise seinem Teilgebiet Norddeutsches Becken (Abb. 34) war ein großes Senkungsfeld innerhalb Pangäas entstanden. In seinem zentralen Teil dehnte sich in der tieferen Trias eine brackisch-marine Fazies aus, während am südlichen Rand, nahe den Abtragungsgebieten, eine fluviatil dominierte Fazies mit überwiegend klastischen Sedimenten vorherrschte. Wie im Perm kam es auch im Verlauf der Trias zu einem Meeresvorstoß in das ansonsten von terrestrischen Ablagerungen dominierte Becken. Der Meeresvorstoß der Muschelkalk-Zeit erfolgte diesmal aber aus Süden und Südosten durch neu entstandene Meeresstraßen, die das Mitteleuropäische Becken mit dem Tethys-Meer verbanden.

Die Schichten der Trias sind – wie der Name (Trias = Dreiheit) besagt – dreigeteilt. Sie sind von ihren Bildungsbedingungen her und folglich auch in ihrem lithologischen Aufbau sehr unterschiedlich (s. S. 73, Tab. 4). Die drei stratigrafischen Untergliederungen der Trias in Deutschland (= Germanische Trias) – Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper – sind aus

Gesteinsbezeichnungen entstanden, die im Laufe der Zeit Begriffe der Chronostratigrafie geworden sind. Der Germanischen Trias steht die abweichend gegliederte Alpine Trias des Tethys-Meeress im heutigen Alpenraum gegenüber.

Die terrestrischen Ablagerungsbedingungen des Buntsandsteins wurden vom Meer der Muschelkalk-Zeit „kurzfristig“ unterbrochen, bevor mit dem Keuper wieder ein terrestrisches Regime einsetzte. Vergleicht man die Zeitdauer der drei Untergliederungen, so ist auch in der Trias – wie zuvor schon im Perm – die relative Kürze der marinen Phase (Muschelkalk, 8 Mio. Jahre) im Vergleich zur Gesamtdauer der Trias von etwa 50 Mio. Jahren bemerkenswert. Der sedimentreiche Buntsandstein ist mit 8 Mio. Jahren ebenfalls kurz, während der Keuper, aus dem nur vergleichsweise wenig Sedimente überliefert wurden, etwa 35 Mio. Jahre dauerte.

Trias

Die Verbreitung der Trias in der Nordeifel folgt einer Schwächezone der Erdkruste, die sich schon im Devon und Karbon durch die Bildung und Achseneinsenkung der Eifel-Kalkmulden bemerkbar gemacht hatte. Im Anschluss an das Perm entwickelte sich dort die Luxemburg-Eifel-Senke, deren Sedimentfüllung heute in der Mechernicher und der Bitburger Trias-Senke zu finden ist. Die Luxemburg-Eifel-Senke als paläogeografische Struktur der Buntsandstein-Zeit erstreckte sich in Nord-Süd-Richtung zwischen dem Gallischen/Brabanter Massiv im heutigen Frankreich und Belgien sowie der Rheinischen Masse im Osten (Abb. 34). Sie bildet den Anschluss an die schon permzeitlich angelegte Niederrhein-Ems-Senke im Norden.

Die Gliederung der Trias-Schichten in der Nordeifel zeigt Tabelle 4.

Buntsandstein

Die weitaus meisten Ablagerungen des Buntsandsteins sind von intensiv roter Farbe. Diese ist auf das Vorhandensein von Eisenoxid zurückzuführen, das als dünner Hämatitfilm die Sandkörner umhüllt oder an Tonminerale feinkörniger Gesteine gebunden ist. Ausnahmen bilden nur die Sandsteine, die eine Vererzung oder eine Verwitterung im tertiärzeitlichen Klima erfahren haben. Die Färbung äolischer Sandsteine ist weniger intensiv und mehr orangefarben. Die Hämatitbildung ist wie die sekundäre Rötung in der Perm-Zeit durch Oxidation eisenhaltiger Gesteinsminerale und die Ausscheidung gelöster Oxide im Porenraum der Sedimente entstanden. Die Rotfärbung ist daher auch in der Buntsandstein-Zeit ein Anzeichen für ein arides Klima mit saisonalen Niederschlägen.

In der Nordeifel beginnen die Schichten des Buntsandsteins mit dem Mittleren Buntsandstein. Die Gründe für das Fehlen des Unteren Buntsandsteins sind in der paläogeografischen Situation der damaligen Zeit begründet.

Südlich der Luxemburg-Eifel-Senke setzte sich im Großen und Ganzen das terrestrische Ablagerungsgeschehen der Perm-Zeit im Buntsandstein fort. Im Einzelnen aber ist der Kontakt permischer und triassischer Schichten im kontinentalen Bereich von Diskordanzen und von Schichtlücken geprägt. Die weitgehende Fossilieere der Buntsandstein-Schichten vereitelt eine biostratigrafische Korrelation weit auseinanderliegender Schichtenabschnitte und die Erfassung von Schichtlücken. Nur durch das Verfolgen von Leithorizonten konnte ein mehr oder weniger verlässliches stratigrafisches Schema aufgestellt werden. Das Vorgehen kann an einem Beispiel aus der Südeifel beleuchtet werden.

Die Schichten, die in der Luxemburg-Eifel-Senke (im Folgenden kurz Eifel-Senke genannt) bei Trier über dem Rotliegend folgen, zeigen eine auffällige Ähnlichkeit mit dem Unteren Buntsandstein der Pfalz und des Saar-

landes. Nördlich von Trier nimmt die Mächtigkeit stark ab. Das wird dahingehend interpretiert, dass der Untere Buntsandstein in Richtung auf die zentrale Eifel auskeilt und folglich in der Mechernicher Trias-Senke die Sedimentation erst mit dem Mittleren Buntsandstein beginnt. Nördlich der Eifel-Senke, also im Rur-Graben nördlich von Aachen und in der Niederrhein-Senke, ist der Buntsandstein wieder vollständig und der Untere Buntsandstein liegt über Zechstein-Ablagerungen. Es scheint also, dass die Subsidenz und damit die Sedimentation im Zentrum der Eifel-Senke erst später begonnen hat als an ihren Endpunkten. Das schließt nicht aus, dass in der beginnenden Buntsandstein-Zeit schon Abtragungsmaterial durch die Eifel-Senke transportiert worden ist.

Mittlerer Buntsandstein

Die Schichtenfolge des Buntsandsteins in der Mechernicher Trias-Senke ist durch die einstige Abbau- und Explorationstätigkeit des dort früher ansässigen Bleierz-Bergbaus gut bekannt (s. Kap. „Lagerstätten“). In den Mechernicher Grubenfeldern beginnt der Mittlere Buntsandstein mit dem nur wenige Meter mächtigen Grundkonglomerat. Der Geröllanteil des sandig gebundenen Konglomerats wird von kantigen Silikat- und Karbonatgesteinen der unmittelbaren Umgebung aufgebaut. Das Grundkonglomerat ähnelt dadurch den geringmächtigen lokalen Schuttbildungen der Rotliegend-Zeit.

Die Schichten des Mittleren Buntsandsteins (Mechernich-Formation) werden von roten und gelblich braunen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, konglomeratischen Sandsteinen und Konglomeraten mit sandiger Grundmasse aufgebaut. Dünne Lagen von roten Tonsteinen treten demgegenüber in den Hintergrund. Die konglomeratischen Gesteine erscheinen in Aufschlüssen oft massig. Die Schichtung ist dann nur an sandreicheren Partien oder dünnen Erosionsresten toniger Lagen zu erkennen. Viel deutlicher dagegen ist die weitver-

breitete mittel- bis großdimensionale Schrägschichtung der sandigen und schwach konglomeratischen Gesteine. Der Mittlere Buntsandstein bildet wegen seiner dicken Bankung und Festigkeit bei Mechernich, Kall und Nideggen zahlreiche, oft imposante Felswände (Abb. 35 u. Titelbild).

Aufgrund der unterschiedlichen Geröllführung können ein stärker konglomeratischer und ein überwiegend sandiger Ablagerungsbereich im Mechernicher Bergbauggebiet unterschieden werden. Südwestlich von Mechernich folgen in mehrfachem Wechsel Packen von Konglomeraten und von geröllfreien, fein geschichteten Sandsteinen aufeinander. Die oberste Konglomeratschüttung, das sogenannte Deckkonglomerat, weist mit Gerölldurchmessern von bis zu 30 cm die größten Gerölle des Mittleren Buntsandsteins der Eifel auf.

Der Geröllbestand der Konglomerate, insbesondere der des gut untersuchten Deckkon-

glomerates, zeigt ganz überwiegend gegen Verwitterung und Transport resistente Quarzite und Quarze. Sie stammen wahrscheinlich aus dem an die Eifel-Senke angrenzenden Paläozoikum. Einige charakteristische Gerölle wie verkieselter Kohlenkalk und „Gedinne“-Basis-Konglomerat deuten auf einen Abtragungsort in den westlich gelegenen Ardennen. Fossilführende Quarzite können dem Ems-Quarzit der Kalkmuldenzone zugeordnet werden.

Die zuvor beschriebenen Gesteinsausbildungen spiegeln die unterschiedlichen Transportbeziehungsweise Ablagerungsvorgänge im terrestrischen Milieu des Mittleren Buntsandsteins wider. Die konglomeratischen Sedimente sind Flussablagerungen, deren Schrägschichtung fluviale Schüttungsrichtungen aus Südsüdwest anzeigt. Demgegenüber werden die sandigen Sedimente im engeren Raum von Mechernich als Windablagerungen mit einer Transportrichtung aus Südosten gedeutet. Für

Abb. 35: Konglomerate des Mittleren Buntsandsteins (Rurtal bei Nideggen)



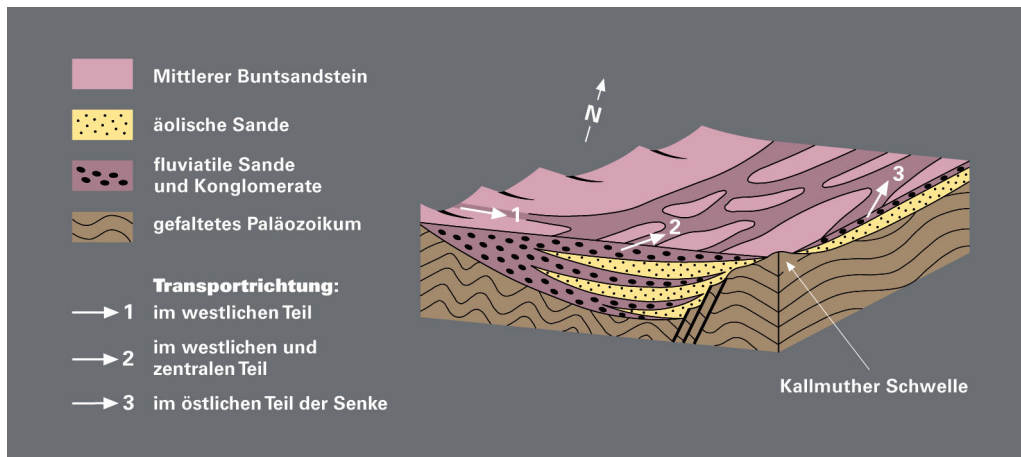


Abb. 36: Sedimentation und Tektonik in der Mechnicher Trias-Senke zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins (nach RIBBERT 1995)

die Zeit des Mittleren Buntsandsteins ergibt sich somit das Bild eines generell von Süden nach Norden verlaufenden Flusssystemes, in dem in verzweigten Stromrinnen bei starker Strömung relativ viel grobes Geröllmaterial und Quarzsand transportiert wurden (Abb. 36). In trockengefallenen Flussrinnen wurde feinkörniger Sand ausgeblasen und in den erosionsarmen Randbereichen des Flusssystemes in Form von Dünen abgelagert.

Die hier schon früher erwähnten beschränkten stratigrafischen Möglichkeiten des Buntsandsteins haben zu dem Versuch geführt, die Schichtenfolge mithilfe der in Sandsteinen enthaltenen Schwerminerale zu gliedern. Auf diese Weise ist es gelungen, anhand der Gehalte an Turmalin, Zirkon, Granat und Staurolith unterschiedliche Herkunftsgebiete des Buntsandstein-Sandes zu bestimmen. Für die Zeit des Mittleren Buntsandsteins ist es beispielsweise möglich, ein Liefergebiet südlich der heutigen Eifel von einem anderen, westlich gelegenen Gebiet zu unterscheiden.

Die größte Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins ist mit ca. 130 m im zentralen Teil der Mechnicher Trias-Senke bei Lückerrath erbohrt worden. Östlich davon geht sie im Bereich der nördlichen ehemaligen Mechnicher

Tagebaue auf 40 – 50 m zurück. Die östlich von Lückerrath unter dem Deckkonglomerat liegenden drei bis vier Konglomerat/Sandstein-Abfolgen verlieren an Mächtigkeit, sie bleiben aber in ihrer Anzahl erhalten. Im Mechnicher Bergbauggebiet keilen schließlich auf kurze Distanz die unteren Konglomerate aus und nur das in seiner Mächtigkeit stark reduzierte Deckkonglomerat greift noch weiter nach Osten über (Abb. 36). Die teilweise äolisch schräg geschichteten Sandsteinfelsen der Katzensteine (s. S. 151, Abb. 101) gehören diesem Bereich an. Die Mächtigkeitsreduktionen führten zu der Annahme, dass im Bildungsraum der Buntsandstein-Sedimente eine Auftragung des paläozoischen Untergrundes existiert, die sogenannte Kallmuther Schwelle. Sie hat durch ihr abweichendes Absenkungsverhalten als Berg auf der damaligen Landoberfläche die Sedimentation beeinflusst.

Auch am Nordwestrand der Mechnicher Trias-Senke verringert sich nördlich von Niddeggen die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins. Das zeigt, dass es syndementär, also während seiner Ablagerung, zu einer ungleichmäßigen Absenkung des Untergrundes gekommen ist. Daran ist ebenfalls abzulesen, dass der West- und der Ostrand der heutigen Mechnicher Trias-Senke auch nahe der

buntsandsteinzeitlichen Begrenzung der Eifel-Senke liegen. Die flächenmäßig kleinen Buntsandstein-Vorkommen bei Schmidtheim (Nordrhein-Westfalen) und bei Kalenborn im Oberbettinger Buntsandstein-Gebiet (Rheinland-Pfalz) zeigen durch eine reduzierte Mächtigkeit Schwellenpositionen im zentralen Teil der Eifel-Senke an.

Oberer Buntsandstein (Röt)

Fast unmittelbar oberhalb des Deckkonglomerates des Mittleren Buntsandsteins vollzieht sich ein deutlicher Gesteinswechsel. Neben den immer noch zahlreichen Sandsteinen treten erstmals auch mächtigere rote Ton- und Schluffsteine sowie Dolomitbröckelbänke (s. im Folgenden) in der Schichtenfolge auf. Beide Gesteinstypen zeigen an, dass die Erosions- und Transportkraft des Flusssystemes nachgelassen hat oder vielleicht auch nur ausgeglichener, weniger episodisch, geworden ist. Rote, tonig-schluffige Ablagerungen sowie dolomitische Verkrustungen aus Bodenbildungen unter aridem Klima (umgelagert in der Form von Dolomitbröckeln) bestimmen nun neben Sandsteinen das lithologische Erscheinungsbild. Die Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins beträgt 150 – 160 m.

Fossile Bodenbildungen haben für die Gliederung des Buntsandsteins im Allgemeinen eine besondere Bedeutung, zeigen sie doch ein überregionales und längerfristiges Aussetzen sowohl von Sedimentation als auch von Erosion an. In diesen Phasen kam es im ariden Klima zu einer Bodenbildung, die heute an Mineralanreicherungen von Dolomit und Kieselsäure sowie an eisen- und manganreichen Verfärbungen, den sogenannten Violetten Horizonten, zu erkennen ist. Im Oberen Buntsandstein der Nordeifel kommen allerdings nur nicht horizontbeständige und daher lithostratigrafisch wertlose Umlagerungsprodukte von Bodenbildungen vor.

In der Untergliederung des Oberen Buntsandsteins wird der Begriff Zwischenschichten für

die Schichten verwandt, die zwischen dem sandig-konglomeratischen Mittleren Buntsandstein und den überwiegend tonigen Ablagerungen des höheren Oberen Buntsandsteins vermitteln. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von roten, mittel- bis grobkörnigen, oft noch konglomeratischen Sandsteinen mit roten Ton- und Schluffsteinen. Die Gesteinsabfolgen stellen oft fluviatile Kleinzyklen dar, die im Idealfall von unten nach oben aus Rinnen-Rückstandssedimenten (Konglomeraten), Sand- und Kiesbankablagerungen und sandigen bis tonig-schluffigen Überflutungsab-sätzen bestehen. Die Kleinzyklen sind durch die Verlagerung mäandrierender Flussrinnen entstanden.

Innerhalb der Zwischenschichten vollzieht sich ein weiterer lithologischer Wechsel während der Buntsandstein-Zeit. Die Sandfraktion der Unteren Zwischenschichten besteht wie die des Mittleren Buntsandsteins ganz überwiegend aus Quarzkörnern. Sie stammen aus der Verwitterung kristalliner Gesteine des Gallischen Massivs und vielleicht auch aus umgelagerten Sanden der Rotliegend-Zeit. Der lange fluviatile Transport hat zu einer guten Rundung der Quarzkörner geführt.

Die Sandsteine der Oberen Zwischenschichten hingegen sind feinkörniger, weniger gut nach ihrer Korngröße sortiert, schlechter gerundet und enthalten häufiger Gesteinsbruchstücke, große Hellglimmerschuppen sowie Karbonatminerale. Sie unterscheiden sich mit dieser Zusammensetzung deutlich von den rein quarzsandigen Gesteinen in ihrem Liegenden.

Im höheren Oberen Buntsandstein nimmt der Anteil der Ton- und Schluffsteine in der Schichtenfolge zu und Sandsteine treten nur noch als einzelne, aber mächtige Packen auf, wie zum Beispiel der Voltzien-Sandstein, der bei Hergarten und Vlaten markante Höhenzüge bildet. Die Entwicklung des terrestrisch-fluviatilen Ablagerungsraumes findet ihr Ende in einer von roten Tonen aufgebauten Küstenebene (Playa, Sabkha), in der sich der von Sü-

den kommende Fluss verliert. Nach Norden, im Bereich des heutigen nördlichen Niederrheins, geht die Ebene in den salinaren Bildungsbereich von Gips, Anhydrit und Steinsalz über.

Biostratigrafisch verwertbare Fossilfunde liegen aus dem Oberen Buntsandstein bisher nur sehr spärlich vor. Der tiefste Teil der Zwischenschichten hat die einzigen beiden tierischen Fossilreste des Mechernicher Buntsandsteins geliefert. Es handelt sich um die handförmigen Fährtenabdrücke eines urtümlichen Wirbeltieres, des sogenannten „Handtieres“ *Chirotherium*. Sein Auftreten ist für diesen Teil des Buntsandsteins außerhalb der Eifel gar nicht so selten. Das Tier erreichte eine Länge bis zu mehreren Metern. Es gehörte zu einer Gruppe von Reptilien, die zu den Vorläufern von Krokodilen und Dinosauriern gerechnet werden. Der zweite Wirbeltierfund ist der eines Schä-

delbruchstücks von *Cyclotosaurus* (?*Parotosaurus*) *mechernichensis*, der etwas kleiner als das *Chirotherium* gewesen ist und zur Gruppe der Amphibien gezählt wird (Abb. 37).

Die Suche nach Pflanzensporen, die biostratigrafisch genutzt werden könnten, ist bislang erfolglos geblieben. Bei den Pflanzenresten des höheren Oberen Buntsandsteins von Üdingen südlich von Kreuzau und aus dem Gebiet westlich von Kommern handelt es sich um Schachtelhalme (Equiseten) und Farne (z. B. *Neuropteridium*) sowie die Konifere *Voltzia* und die etwas seltenere Gattung *Albertia*. Auch Reste der bärlappartigen Pflanze *Pleuromeia* sind gefunden worden. Die Tier- und Pflanzenwelt des Oberen Buntsandsteins zeigt sehr deutlich, dass es in den flussnahen Bereichen durchaus ganzjährig feuchte Lebensräume in einem ansonsten mehr wüstenhaften Umfeld gegeben hat.

Abb. 37: Bruchstück des Saurierschädels aus der ehemaligen Bleierzgrube Virgina bei Mechernich (Museum des Geologischen Instituts der Universität Köln); links oben der Schädelumriss mit der Lage der erhaltenen Knochenplatte



Muschelkalk

Die Muschelkalk-Gesteine des Germanischen Beckens sind in einem offenen Flachmeer abgelagert worden. Die Schichtenfolge ist dort durch eine Vielzahl von Leitbänken und durch das Vorkommen von marinen Leitfossilien minutiös gegliedert. Dagegen kam der Muschelkalk der Nordeifel in einer seichten, nach Süden ausgreifenden Meeresbucht mit erhöhtem Salzgehalt zur Ablagerung. Er zeigt dementsprechend eine deutlich abweichende Gesteinsausbildung. Nur der Trend zu einem stärkeren Meereseinfluss in den jüngsten Muschelkalk-Schichten ist sowohl in den küsternen wie den küstennahen Ablagerungsräumen ähnlich.

Der Muschelkalk der Mechernicher Trias-Senke ist aufgrund seiner lithofaziellen Ausbildung dreigeteilt.

Unterer Muschelkalk

Der Untere Muschelkalk beginnt mit einem typischen Übergangssediment, dem sogenannten Muschelsandstein. Über den roten Tonsteinen des höchsten Oberen Buntsandsteins folgen gelbbraune, feinkörnige, Dolomit und Glimmer führende Sandsteine, die mit grünlichen und violettroten Ton- und Schluffsteinen und einzelnen Dolomitsteinlagen wechsellagern. Namengebend sind die Schalenreste mariner Muscheln (*Myophoria* u. a.), neben denen aber auch Reste von Schnecken, Brachiopoden (*Lingula*), das Spurenfossil *Rhizocorallium* und Pflanzenreste auftreten.

Der Muschelsandstein dokumentiert, dass eine grundlegende Veränderung des Ablagerungsraumes in der Nordeifel eingeleitet worden ist. Während zunächst noch „Buntsandstein-Sand“ vom vordringenden Meer aufgearbeitet wurde, bildeten sich schon kurze Zeit später auch karbonatische Gesteine (Dolomitsteine). Infolge seiner Randlage zum Muschelkalk-Becken ist der transgredierende Muschelsandstein der Nordeifel vielleicht etwas jünger als im eigentlichen Beckenbereich. Der

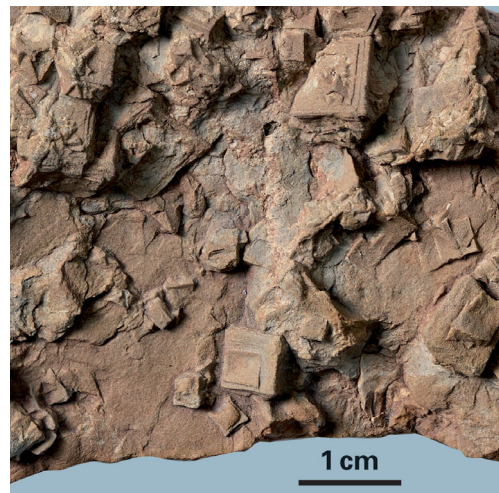
Untere Muschelkalk hat eine Mächtigkeit von 30 – 50 m.

Der Muschelsandstein ist auch in der südlichen Eifel bei Oberbettingen gefunden worden. Dies deutet eine Verbindung des nördlichen Muschelkalk-Meeres nach Süden zur Meeresstraße der Burgundischen Pforte und damit zum Tethys-Meer an (s. S. 64, Abb. 34). Die Eifeler Nord-Süd-Zone wurde also im Mesozoikum zuerst von einer Flusssrinne zwischen dem Brabanter Massiv im Westen und der Rheinischen Masse im Osten ausgefüllt, aus der dann später eine Meeresstraße hervorging.

Mittlerer Muschelkalk

Der Mittlere Muschelkalk ist deutlich zweigeteilt. Die 20 – 25 m mächtigen Bunten Mergelschiefer des unteren Teils sind fossilifer und zeigen einen erneuten Rückzug des Meeres an. Die überwiegend roten Gesteinsfarben und die immer wieder auftretenden Steinsalz-Pseudomorphosen (Abb. 38) können als Indiz für eine Salz-Ton-Ebene unter einem ariden Klima gelten. Vorkommen von Evaporiten wie Gips, Anhydrit oder Steinsalz sind aber nicht

Abb. 38: Steinsalz-Pseudomorphosen an der Unterseite einer Sandsteinlage (Mittlerer Muschelkalk; Bürvenich, TK 25: 5305 Zülpich)



bekannt. Der den Mittleren Muschelkalk abschließende *Lingula*-Dolomit, eine etwa 8 m mächtige Folge von Sandsteinen, Dolomitsteinen mit Brachiopoden- und Muschelresten sowie grauen Tonmergelsteinen, zeigt die Rückkehr des Meeres an.

Oberer Muschelkalk

Die etwa 30 m mächtige, fast ausschließlich aus Dolomitbänken bestehende Schichtenfolge des Oberen Muschelkalks ist in einem flachen, leicht übersalzenen Meer entstanden. Die Schichtenfolge lässt eine Zweiteilung in den liegenden Trochitenkalk und den hangenden Oberen Hauptmuschelkalk erkennen. Von allen Muschelkalk-Schichten der Nordeifel sind sie denjenigen des Mitteleuropäischen Beckens noch am ähnlichsten. Die Dolomitsteine des Trochitenkalks sind reich an Stielgliedern der Seelilie *Encrinurus liliiformis* und führen neben dem Brachiopoden *Coenothyris vulgaris* auch eine reiche Muschelfauna. Die für die Gliederung des Muschelkalks ansonsten wichtigen Kopffüßer (Ammonoideen) aus der Gruppe der Ceratiten fehlen aber. Neben Karbonatgesteinen mit mariner Fauna kommen als Anzeichen unveränderter Küstennähe immer noch dünne Bänke von Sandsteinen mit Pflanzenresten vor. Der Obere Hauptmuschelkalk, dessen Fossilführung vergleichsweise gering ist, führt Glaukonit, ein Mineral, das Küstennähe anzeigt. In seinem höchsten Teil sind auch Wirbeltierreste wie Fischzähne und Saurierknochen gefunden worden. Der Obere Muschelkalk bildet am Eifel-Nordrand bei Bürvenich markante Höhenzüge parallel zum dortigen Rand der Niederrheinischen Bucht.

Keuper

Der Keuper der Nordeifel zeigt wieder eine größere Ähnlichkeit mit den entsprechenden Ablagerungen des Mitteleuropäischen Beckens. Seine Mächtigkeit ist mit etwa 90 m jedoch deutlich geringer. Außerdem fehlen in seinen unteren und mittleren Teilen die in der

Beckenfazies so charakteristischen mächtigen Sandstein-Einschaltungen von Hauptlettenkohlsandstein und Schilfsandstein.

Die Kenntnis des Keupers der Nordeifel hat in den letzten Jahren durch neue Aufschlüsse (u. a. Bohrung Bürvenich) eine deutliche Verbesserung erfahren.

Unterer Keuper

In dem etwa 18 m mächtigen Unteren Keuper (Lettenkeuper) dominieren im Liegenden und Hangenden Dolomitsteine mit marinen Fossilien, wie zum Beispiel Muscheln oder Brachiopoden (*Lingula*), und in der Mitte graue und bunte Tonmergelsteine mit Einschaltungen von schluffig-feinsandigen Lagen. Letztere werden als ein geringmächtiges Äquivalent des Hauptlettenkohlsandsteins angesehen. Die Schichten des Unteren Keupers dokumentieren damit eine marine Randfazies mit Übergängen zu einer limnisch-brackischen Fazies. Der terrestrische Einschlag dieser Schichtenfolge findet im nachfolgenden Mittleren Keuper seinen Höhepunkt.

Mittlerer Keuper

Der Mittlere Keuper lässt eine deutliche Dreiteilung erkennen. Die ca. 34 m mächtigen, rot- bis violettbraunen Ton- und Schluffsteine des Gipskeupers enthalten dort, wo sie nicht einer nachträglichen Lösungsverwitterung ausgesetzt waren, reichlich Lagen mit Gips-Konkretionen. Darüber folgen mit etwa 14 m Mächtigkeit fossilführende, graue Tonsteine mit Einlagerungen von kieseligen Steinmergelbänken und Sandsteinen, andernorts auch von Dolomitsteinen (Unterer Steinmergelkeuper). Kalzische Rückstandsbildungen lassen vermuten, dass auch Teile der Steinmergel ursprünglich Gips enthalten haben. Überregionale stratigraphische Überlegungen deuten auf eine bedeutende, durch tektonische Bewegungen bedingte Schichtlücke zwischen dem Gipskeuper und dem Unteren Steinmergelkeuper hin.

Das Vorkommen von evaporitischen Bildungen wie Gips und tonigen Pseudomorphosen von

Tabelle 4
Stratigrafische Gliederung von Perm, Trias, Jura und Kreide

System	Serie	Stufe	Nordeifel und Raum Aachen		
			SW	NE	
Kreide	Oberkreide	Maastricht	Ober-	nicht aufgeschlossen	
				Vetschau-Schichten	
				Orsbach-Schichten	
		Untere		Vylen-Schichten	
				Zevenwegen-Schichten	
		Campan	Ober-		
			Untere	Vaals-Schichten	
		Santon	Ober-	Hauset-Sand Aachen-Sand	Aachen-Schichten
			Mittel-		
			Untere	Mospert-Schichten	Hergenrath-Schichten
Coniac Turon Cenoman					
Unterkreide			Schichtlücke		
Jura	Malm				
	Dogger				
	Lias		Lias α		
Trias	Keuper	Oberer	Rhätkeuper		
			Oberer Steinmergelkeuper		
		Mittlerer	Schichtlücke		
			Gipskeuper		
	Unterer		Lettenkeuper		
		Muschelkalk	Oberer	Oberer Hauptmuschelkalk Trochitenkalk	
			Mittlerer	<i>lingula</i> -Dolomit Bunte Mergelschiefer	
	Unterer		Muschelsandstein		
	Buntsandstein	Oberer	Voltzien-Sandstein Obere Zwischenschichten	Röt-Folge	
		Mittlerer	Deckkonglomerat Grundkonglomerat	Mechnich-Formation	
Unterer					
Perm	Zechstein		Schichtlücke		
	Rotliegend		Golbach-Konglomerat		

Steinsalz sowie von fossilen Bodenbildungen charakterisiert die Gesteine des Mittleren Keupers als Ablagerungen einer mit übersalzenen Restseen durchsetzten Salz-Ton-Ebene, Playa oder Sabkha genannt. Sie nahm während des Keupers über viele Millionen Jahre große Teile des Mitteleuropäischen Beckens ein.

Oberer Keuper

Schon zum Oberen Keuper gerechnet wird eine ca. 14 m mächtige Abfolge von nicht mehr evaporitischen, sondern grauen und grünlichen Tonmergelsteinen und hellen, zum Teil stark sandhaltigen Dolomitsteinen mit Ostrakoden und Muscheln (Oberer Steinmergelkeuper = *postera*-Schichten). Im Oberen Keuper vollzieht sich eine Entwicklung von terrestrischen zu limnisch-fluviatilen Ablagerungen.

Dem Rhätkeuper ist eine mit 11 m geringmächtige Folge von grauen und schwarzen Tonsteinen zuzuordnen, die quarzitisches Sandsteine führt und neben Muscheln auch Fischreste enthält (*contorta*-Schichten). Die Fazies dunkler Tonsteine mit Anzeichen limnisch-fluviatiler Ablagerungsbedingungen hält in den darüber folgenden fossilereeren *Triletes*-Schichten an. Dort, wo mit dem Einsetzen einer erneuten Feinsandschüttung auch erste kalkschalige Foraminiferen der Hettang-Stufe auftreten, wird die marine Überflutung durch das Jura-See auch biostratigrafisch fassbar.

Die Schichten des jüngeren Mesozoikums sind nur am Nordrand der Eifel, bei Aachen und südöstlich von Düren, zu finden. Sie dokumentieren, zum Teil lückenhaft, die Erdgeschichte im Zeitraum vom Unteren Jura bis zur Oberkreide (200 – 65 Mio. Jahre v. h.).

Jura

Nach der vielfach von terrestrischen Ablagerungen geprägten Zeit der jüngeren Trias kommt es in Mitteleuropa zu einer vom südlichen Tethys-See und vom Nordsee ausgehenden Transgression. In ihrem Verlauf wird

das Germanische Becken erneut überflutet und zunächst von überwiegend dunklen Tonablagerungen des Lias aufgefüllt. Es wird vermutet, dass zur Jura-Zeit, ähnlich wie zur Zeit des Unteren Muschelkalks, der linksrheinische Teil der Rheinischen Masse mit der Eifel durch eine breite Meeresstraße vom Brabanter Massiv abgetrennt war (vgl. S. 64, Abb. 34). Der Jura ist eine Zeit der Vorherrschaft des Meeres. Aus diesem Zeitabschnitt stammen fossilreiche, flachmarine Ablagerungen. Dabei ist die Überlieferung jurassischer Gesteine in der Nordeifel eher dürftig.

Der Norddeutsche Jura ist ähnlich dem Süddeutschen und dem Alpenen Jura dreigeteilt. Die Bezeichnungen Lias, Dogger und Malm rühren von den Gesteinsbezeichnungen englischer Steinbrucharbeiter her und sind dann nach ihrer Übertragung auf den süddeutschen Raum zu chronostratigrafischen Bezeichnungen geworden.

Unterer Jura (Lias)

Am Nordrand der Eifel sind, meist unter jüngerer Bedeckung, dunkle Tonsteine mit Einschaltungen fossilreicher Kalk- und Mergelsteine punktuell (u. a. bei Drove) angetroffen worden. Neuerdings hat die Forschungsbohrung Bürvenich am Eifel-Nordrand ein vollständiges Profil der Hettang-Stufe und Teile der überlagernden Sinemur-Stufe (unterster Lias, s. S. 73, Tab. 4) mit reicher mariner Fauna angetroffen. Neben Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermen, Muscheln und Schnecken wurden vor allem leitende Ammonoiten-Arten der *planorbis*-, *liasicus*- und *angulata*-Zone des Hettangs (Lias α 1 und 2) gefunden. Darüber tritt in geringer Mächtigkeit mittels Mikrofossilien belegtes Sinemur (Lias α 3) auf. Die bisher am Eifel-Nordrand nachgewiesene Mächtigkeit der Lias-Schichten geht über 27 m nicht hinaus. Sie zeigt, dass, gemessen an der Gesamtmächtigkeit des Lias im Mitteleuropäischen Becken, am Eifel-Nordrand nur ein Bruchteil überliefert ist.

In der Bitburg-Trierer Senke der Südeifel sind als jüngste Schichten ebenfalls Lias-Sedimente erhalten geblieben. Neben geringmächtigen, dunklen Ton- und Kalksteinen ist dort der sogenannte Luxemburg-Sandstein verbreitet. Sein Sand ist von Nordnordosten, also von der Rheinischen Masse her, geschüttet worden.

Mittlere Jura (Dogger) und Oberer Jura (Malm)

Schichten des Mittleren Juras (Dogger) sind erst aus dem weiteren Umfeld der Nordeifel bekannt. Im Untergrund von Südlomburg (Niederlande) und des nördlichen Niederrheins (Bislich bei Wesel) dokumentieren tonige Ablagerungen des Doggers marine Verhältnisse im nördlichen Umfeld der Rheinischen Masse. Ob auch die Rheinische Masse selbst überflutet war, ist unbekannt, da dort Ablagerungen aus diesem Zeitraum gänzlich fehlen.

Oberer Jura (Malm) ist ebenfalls nur aus Südlomburg, etwa 30 km nordwestlich des Eifel-Randes, bekannt. Auch aus dieser Zeit fehlen Ablagerungen auf der Rheinischen Masse. Es wird vermutet, dass unter dem feuchtwarmen Klima der späten Jura-Zeit die tiefgründige chemische Verwitterung der paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges ihren Anfang genommen hat.

Kreide

Wie viele mesozoische Schichten- und Altersbezeichnungen, rührt auch der Name des Systems „Kreide“ von einer Gesteinsbezeichnung her. In diesem Fall ist es die Schreibkreide der Insel Rügen, die der „Kreide-Zeit“ ihren stratigraphischen Namen gegeben hat.

Auch in der Kreide-Zeit war das Klima noch warm, lag doch das heutige Mitteleuropa damals noch etwa 1000 km weiter südlich. Es bestand aus der Rheinischen Masse (Abb. 39), der sich im Westen, in den Ardennen, das London-Brabanter Massiv und im Osten das Böh-

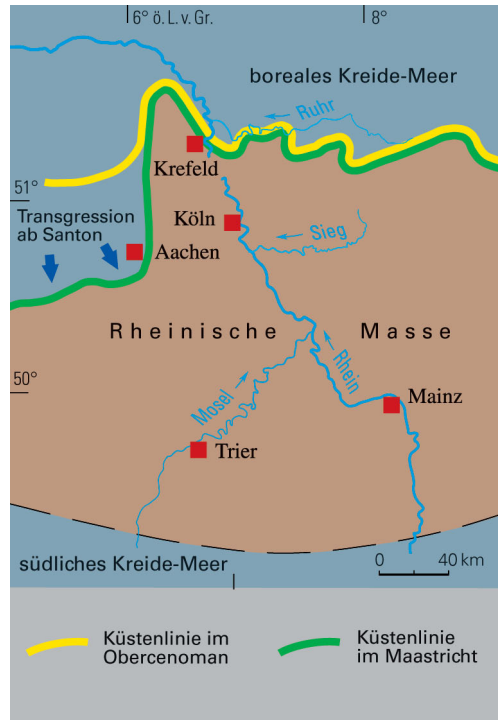


Abb. 39: Paläogeografie zur Oberkreide-Zeit

mische Massiv anschlossen. Dieses Festland trennte das südliche Kreide-Meer vom gleichermaßen warmen borealen Kreide-Meer Nordeuropas. Das Kreide-Meer Süddeutschlands und der Nordschweiz bildete die Verbindung zum Tethys-Meer, wo zu diesem Zeitpunkt bereits die alpine Gebirgsbildung ihren Anfang nahm.

Zu Beginn der Kreide griff das boreale Kreide-Meer in schmalen Buchten im Verlauf des Rur-Grabens (Niederlande) und der Alstätter Bucht (westliches Münsterland) in das Festland der Rheinischen Masse hinein. Auf dem Festland selbst fanden weiterhin Verwitterungs- und Abtragungsprozesse statt. Daher sind in der Nordeifel Ablagerungen der Unterkreide nicht vorhanden. Zur Zeit der Oberkreide stieß das Meer im Verlauf einer europaweiten Meeresüberflutung erneut vor und Rheinische sowie Böhmisches Massiv lagen als Inseln in einem

stark vergrößerten Meeresraum. Auch Teile der heutigen Nordeifel wurden wieder überflutet.

Im Aachen – Südlimburger Raum erfolgte die Transgression in einem tektonisch sehr mobilen Bereich. Unterschiedliche vertikale Bewegungen der einzelnen Schollen im westlichen Teil des Rur-Grabens beeinflussten die Kreide-Sedimentation. Sie führten zu zahlreichen Schichtlücken, Winkeldiskordanzen und Transgressions-Konglomeraten. Aus plattentektonischer Sicht ist die Absenkung und teilweise Überflutung der mitteleuropäischen Großscholle als Ausgleichsbewegung zur beginnenden Auffaltung der Alpen zu sehen.

Nordwestlich des Hohen Venns sind im Umkreis von Aachen Gesteine der Oberkreide verbreitet. Sie liegen dort flach geneigt und diskordant auf zum Teil tiefgründig verwitterten paläozoischen Schichten der Rheinischen Masse. Südlich von Aachen ist deren alte Landoberfläche von den Gipfellagen des Hohen Venns bis zum Abtauchen unter Kreide-Sedimente in Teilbereichen erhalten geblieben. Die Bedeckung durch die Kreide-Sedimente hat die Landoberfläche lange Zeit konserviert. Erst im Verlauf der jüngeren Erdgeschichte ist sie im Zuge einer sehr starken lokalen Hebung des Gebirges und damit einhergehender Erosion wieder freigelegt worden. Stellenweise ist sie allerdings auch von Verwitterungsrelikten bedeckt geblieben.

An der nordwestlichen Abdachung des Hohen Venns sind vornehmlich im belgischen Bereich in verschiedenen Höhenlagen Verwitterungsrelikte von ehemals kalkigen und Feuerstein führenden Kreide-Schichten gefunden worden. Bei der Datierung dieser sogenannten Feuersteinlehme mittels Mikrofossilien zeigte sich, dass das Alter der Funde mit zunehmender Höhenlage abnimmt. Der Befund verdeutlicht, dass das Hohe Venn schon zur Kreide-Zeit eine Kuppe auf der Rheinischen Masse bildete. Sie ist beim Vorrücken des Kreide-Meeres von immer jüngeren Schichten bedeckt worden.

Im südlichen Umfeld von Aachen beginnt die Sedimentation auf der kreidezeitlichen Landoberfläche mit Schichten aus dem mittleren Teil der Oberkreide (Santon). Bereichsweise geringmächtige Quarzsande und Quarzfeinkiese bilden die Basis der Hergenrath-Schichten. Die dunklen Tone der zwischen 10 und 25 m mächtigen Hergenrath-Schichten zeichnen sich durch das zum Teil massenhafte Vorkommen von Holzstücken aus, die durch Inkohlung zu Mattbraunkohle umgewandelt worden sind. In südlicher Richtung, im Eupener Land, gehen die Hergenrath-Schichten durch die allmähliche Zunahme von Sanden und Quarzschottern in die Mospert-Schichten über. Die basalen Kreide-Schichten am Nordrand des Rheinisch-Ardennischen Festlandes bei Aachen dokumentieren ein Nebeneinander von fluviatilen Sanden und Kiesen mit limnischen Tonablagerungen. Kiesige Quarzsande kommen auch im Quellgebiet der Rur auf dem Hohen Venn vor. Dieses außergewöhnliche Vorkommen dokumentiert einen Rest der kreidezeitlichen Landoberfläche jenseits des Venn-Rückens, die weiter südöstlich in der Nordeifel längst abgetragen worden ist.

Über den Hergenrath-Schichten folgen die zwischen 20 und 50 m mächtigen Quarzfeinsande der Aachen-Schichten. Sie sind im angrenzenden Belgien in den liegenden Sand von Aachen und den hangenden Sand von Hauset unterteilt worden. Die zuweilen kiesigen Sande sind lebhaft schräg geschichtet und enthalten verkieselte Koniferenhölzer sowie Blattabdrücke, selten auch Reste von Meerestieren wie Muscheln, Schnecken und Foraminiferen. Die Sande sind bereichsweise zu Quarzitbänken verkieselt, die nach Erosion und Zerfall in Einzelblöcke beispielsweise die sogenannten Zyklopensteine im Aachener Wald bilden (vgl. Kap. „Geotope“). Die Aachen-Schichten gehören ebenfalls dem Santon an und werden als Sedimentbildungen einer Meeresküste mit starken Strömungen in geringer Wassertiefe nahe der Strandlinie gedeutet.

Mit den Vaals-Schichten des tieferen Unter-campans hat das Meer vollends den nördlichen Saum des Rheinisch-Ardennischen Festlandes erreicht, die Sedimente aus diesem Zeitabschnitt der Erdgeschichte sind wieder vollmarin. Die Gesteine der Oberkreide sind, abgesehen von den Vaals-Schichten, mehr oder weniger kalkhaltig. Die zwischen 45 und 70 m mächtigen Vaals-Schichten beginnen mit einem geringmächtigen Geröllhorizont, der neben Gesteinen der angrenzenden paläozoischen Schichten auch Fossilien aus dem Mittleren Jura (Dogger) enthält. Letztere müssen bei der Transgression des Oberkreide-Meeres über eine weite Strecke umgelagert worden sein, denn Ablagerungen des Doggers kommen erst etwa 20 km entfernt im Untergrund des Rur-Grabens vor. Über dem Geröllhorizont folgen fossilarme Sande, die wegen der grünen Farbe des enthaltenen Tonminerals Glaukonit als Grünsande bezeichnet werden.

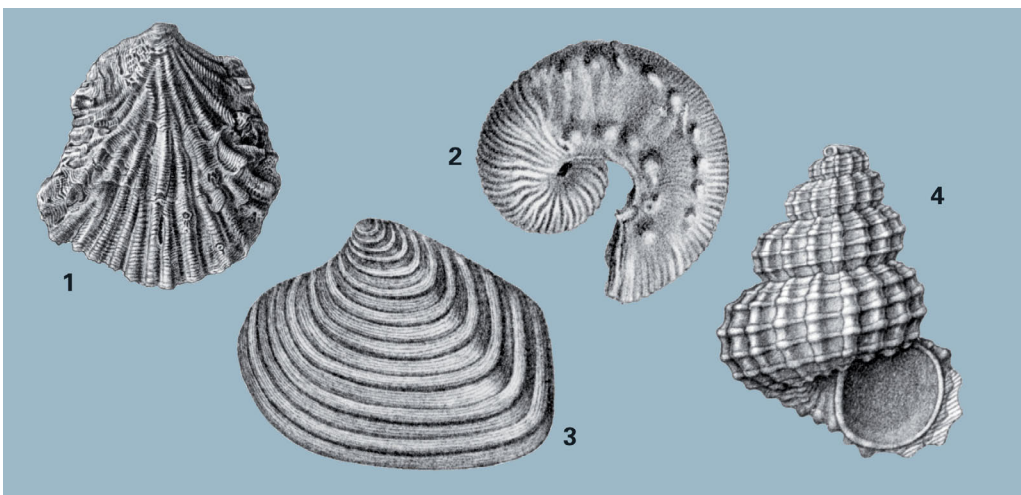
Die insgesamt etwa 200 m mächtigen kalkigen Schichten der höheren Oberkreide werden von unten nach oben von den Zevenwegenschichten, den Vylen-Schichten, den Orsbach-Schichten und den Vetschau-Schichten

aufgebaut (s. S. 73, Tab. 4). Im angrenzenden niederländischen Südlimburg ist die dort etwas anders gegliederte Oberkreide-Schichtenfolge vollständiger erhalten und reicht bis zur Kreide/Tertiär-Grenze. Alle kalkigen Schichtglieder des Aachener Gebietes bestehen aus wenig verfestigten („kreibigen“) Kalk-, Kalkmergel- oder Mergelsteinen. Sie können mithilfe ihrer Fossilführung aus Foraminiferen und Belemniten biostratigrafisch eingeordnet werden und reichen vom höheren Campan bis in das höhere Maastricht.

Die Bio- und Lithofazies der kalkigen Oberkreide-Schichten dokumentiert ein warmes Flachmeer, in dem feinkörniger Kalkschlamm in unterschiedlichen Anteilen neben Ton, Schluff und Sand abgelagert wurde. Der Kalkanteil besteht oft aus den Resten von einzelligen Mikrofossilien, den Coccolithen. Auf dem Meeresboden lebte eine artenreiche Fauna aus Brachiopoden, Schnecken, Muscheln und Seeigeln. Reste frei schwimmender Kopffüßer wie Ammoniten und Belemniten lagerten sich ebenfalls auf dem Meeresboden ab (Abb. 40). Mikrofossilien wie Schwammnadeln, Foraminiferen und Ostrakoden sind sehr häufig.

Abb. 40: Fossilien aus dem Grünsand der Vaals-Schichten, Aachener Oberkreide (aus HOLZAPFEL 1887 – 1889)

1 *Ostrea armata* (Auster, nat. Größe); 2 *Scaphites aquisgranensis* (Ammonit, nat. Größe); 3 *Crassatella arcacea* (Muschel, nat. Größe); 4 *Liotia macrostoma* (Schnecke, 8x vergrößert)



Mit den Orsbach-Schichten des tieferen Obermaastricht beginnen die Feuerstein führenden Sedimente. Die Feuersteine, innen blaugrau oder schwarz, liegen als unregelmäßig geformte Konkretionen und Linsen von cm- bis dm-Größe lagenweise im Kreide-Sediment. Ihre Kieselsäure stammt von der Vielzahl der während der Frühdiagenese im Sediment gelösten Schwammnadeln. In den gleichfalls Feuerstein führenden Vetschau-Schichten kommen neben der zuvor genannten Makrofauna auch Bryozoen sowie Fisch- und Saurierreste vor. Größere Reste eines Sauriers, nämlich des über 10 m langen schwimmenden Reptils *Mosasaurus*, sind schon im Jahr 1770 bei Maastricht (Südlimburg) gefunden worden. Korallen kommen in den gesamten kalkigen Kreide-Schichten nicht vor. Dies zeigt, dass in der Küstennähe nördlich der Rheinischen Masse die für Korallen günstigen Wachstumsbedingungen eines tropischen Meeres nicht mehr gegeben waren.

Die zahlreichen biostratigrafisch belegten Lücken in der Schichtenfolge der Oberkreide (s. Tab. 4) rühren von den damaligen, schon erwähnten tektonischen Schollenbewegungen und daraus resultierenden Einflüssen auf die Sedimentation her.

Die schon zuvor genannten Feuersteinlehme auf dem Hohen Venn und im Bereich des Aachener Waldes sind durch tertiärzeitliche Verwitterung und Kalklösung aus Feuerstein führenden Kreide-Schichten entstanden. Auf das ehemalige Vorkommen solcher Feuersteinlehme deuten Einzelfunde von Feuerstein auch 30 km südöstlich des Hohen Venns bei Schmidheim hin. Damit wird möglicherweise die weiteste Ausdehnung des Oberkreide-Meeres nach Südosten über das heutige Hohe Venn hinaus angezeigt.

Am Ende des Kreide-Zeitalters steht ein katastrophales globales Ereignis, dessen geologische Spuren an vielen Orten der Welt in den Sedimenten an der Kreide/Tertiär-Grenze gefunden worden sind. Diese Sedimente weisen

eine anormal hohe Konzentration des Elementes Iridium und eine bestimmte Isotopenverteilung des Elementes Chrom auf. Beides ist für Gesteine der Erde ungewöhnlich und deutet auf eine Herkunft der Elemente von außerhalb unseres Planeten 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 Folgen für die damalige Tier- und Pflanzenwelt waren einschneidend und sollen unter anderem zum Aussterben der Dinosaurier beigetragen haben. Ein entsprechender Gesteinshorizont an der Kreide/Tertiär-Grenze ist auch in einem der Kreide-Steinbrüche bei Maastricht gefunden worden.

Die Erdneuzeit (Känozoikum)

In der Erdneuzeit mit den Systemen Tertiär und Quartär (Tab. 5) beginnt vor etwa 65 Mio. Jahren für die Nordeifel eine bis heute andauernde Festlandsperiode. Sie wurde nur einmal, während des Oberoligozäns, durch eine randliche Meeresüberflutung vom Nordsee-Becken und vom Oberrheingraben her unterbrochen. War die Nordeifel während des älteren Tertiärs noch ein küstennahes, hügeliges Flachland mit einem fast tropischen Klima, so änderte sich dies in zweierlei Hinsicht im Verlauf des jüngsten Tertiärs und des Quartärs sehr stark.

Auch im Kapitel „Känozoikum“ werden besondere geologische Entwicklungen in Exkursen beschrieben. Die Themen sind: „Tertiärzeitlicher Vulkanismus“ (S. 80), „Rurtal“ (S. 85/86), „Kartstein“ (S. 88), „Quartärzeitlicher Vulkanismus“ (S. 89) und „Meerfelder Maar“ (S. 89).




Tertiär

Nach dem heißen Klima des Mesozoikums, das noch bis in das Eozän fort dauerte, fielen die Durchschnittstemperaturen im Oligozän und zu Beginn des Miozäns zunächst allmählich. Im späten Miozän und im Pliozän sanken sie dann noch stärker ab und es stellten sich kurzfristige Klimaschwankungen ein. Am Anfang des Quartärs, vor Beginn der Kaltzeiten, unterschieden sich die Temperaturen nicht mehr von den heutigen. Grundlage für diese recht genauen Aussagen zur Klimaentwicklung sind Untersuchungen an Bohrkernen vom Meeresboden. Die darin enthaltenen Kalkschalen von marinen Mikrofossilien haben Informationen über die Temperatur des Meerwassers in der jüngeren Erdvergangenheit ge-

speichert. 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 damals herrschende Klima zu.

Die tektonischen Vorgänge im tertiärzeitlichen Mitteleuropa stehen im Kräftefeld zweier Großereignisse. Das sind die beginnende Öffnung des Nordatlantiks durch seafloor-spreading in der Norwegen-Barents-See und die Entstehung der Alpen. Die Folgen dieser Ereignisse sind weit gespannte Vertikalbewegungen wie die Absenkung des Nordsee-Beckens und linienhafte Brucherscheinungen mit Grabenbildungen wie beispielsweise in der Niederrheinischen Bucht.

Tabelle 5
Stratigrafische Gliederung und Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs

System	Serie	Stufe	geologische Vorgänge und Ablagerungen in der Nordeifel		
Quartär	Holozän	Subatlantikum	Moorbildungen, Auenlehme	Vulkanismus	
		Subboreal			
	Atlantikum				
	Boreal				
Pleistozän	Ober-	Weichsel-Kaltzeit	Niederterrassen	Fließberden	
		Eem-Warmzeit		Löss	
	Mittel-	Saale-Kaltzeit	Mittelterrassen		
	Unter-	Holstein-Warmzeit			
		Elster-Kaltzeit			
Tertiär	Neogen	Ältere Kalt- und Warmzeiten	Haupt- oder Oberterrassen	Vulkanismus	
		Pliozän	<i>Beginn der Talbildung</i> <i>Hebung der Rheinischen Masse</i>		
	Miozän				
	Paläogen	Oligozän	3 		
		Eozän	2 		
Paleozän		1 			
		Dolinenkiese, Tertiär-Quarzite	<i>flächenhafte Abtragung u. tiefgründige Verwitterung</i>		

1 Antweiler-Schichten

2 Ratingen- und Lintfort-Schichten

3 Köln-Schichten

Exkurs: Tertiärzeitlicher Vulkanismus

Die Ursachen für den tertiär- und quartärzeitlichen Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge sind in den vergangenen zwei Jahrzehnten intensiv erforscht worden. Wesentlichen Anstoß haben tiefenseismische Untersuchungen mittels künstlicher Erdbebenwellen (Sprengseismik) gegeben. Danach existiert tief unter den Vulkanfeldern der Eifel eine seismische Anomalie, das heißt eine Zone abweichender Schallwellengeschwindigkeit. Die Zone reicht mindestens bis in 200 km Tiefe, also in den Bereich des Oberen Erdmantels mit seinen Gesteinen basaltischer Zusammensetzung. Die Anomalie wird als ein Bereich erhöhter Temperaturen und somit des teilweisen Schmelzens der Gesteine gedeutet. Der einer Rauchfahne ähnelnde Aufstrom dieses heißen Materials – darauf bezieht sich der schlagwortartige Begriff „Eifel-Plume“ – kann somit den lokalen Vulkanismus und auch die Hebung der Erdoberfläche erklären.

Der tertiärzeitliche Vulkanismus hat in der Nordeifel nur geringe Spuren hinterlassen. Südlich von Bonn liegen linksrheinisch im „Drachenfelder Ländchen“ die Ausläufer des Siebengebirgs-Vulkanzentrums mit Gesteinsvorkommen aus Basalt, Trachyt und Trachyttuffen. Das nördlichste Vulkanitvorkommen ist das der Basaltkuppe der Godesburg in Bad Godesberg.

In der Nordeifel selbst liegen verschiedene punktförmige Basaltvorkommen in und östlich der Kalkmuldenzone. Sie stellen die durch Verwitterung herauspräparierten Zufuhrschlote der ehemaligen Vulkane dar und überragen meist deutlich die umgebende Hochfläche. Vulkanische Lockerablagerungen wie Schlacken und Aschen sind nicht in nennenswertem Maße erhalten geblieben, was die weitgehende Abtragung der alttertiärzeitlichen Landoberfläche unterstreicht. Von Norden nach Süden findet man folgende Basaltkuppen: den Michelsberg (südlich von Bad Münstereifel), den Aremberg als weitaus größtes Vorkommen (östlich von Lommersdorf) und – 5 km südlich davon – den Burgkopf bei Hoffeld mit seinem gut ausgebildeten Säulenbasalt. Petrografisch handelt es sich meist um dichten Nephelin-Basalt, oft mit Einschlüssen von grünem Olivin; nur bei Walldorf (in der Dollendorfer Kalkmulde) treten auch basaltische Schlacken auf. Am in der Nähe befindlichen Stromberg ist der Basalt in Buntsandstein eingedrungen und hat ihn kontaktmetamorph verändert, das heißt in diesem Fall, durch Kieselsäure verhärtet.

Radiometrische Altersbestimmungen an Basalten des Vulkanfeldes der Eifel haben für die Hauptphase des Vulkanismus ein Alter von 42 – 34 Mio. Jahren ergeben. In die stratigrafische Skala übersetzt, bedeutet dies eine intensive vulkanische Tätigkeit vom Mitteleozän bis in das Unteroligozän. Aus der Nordeifel liegen bislang keine Datierungen vor. Der Dächelsberg-Vulkan südlich von Bonn-Bad Godesberg hat ein Alter von 25,1 Mio. Jahren und stammt damit aus dem Oberoligozän.

Ausgelöst durch magmatische Vorgänge im Oberen Erdmantel, kam es in der Eifel seit dem Obereozän zu vulkanischen Aktivitäten an der Erdoberfläche (s. Exkurs S. 80). Eine weitere Folge dieser Vorgänge war die im Pliozän einsetzende En-bloc-Hebung der gesamten Rheinischen Masse, die zur Bildung des Rheinischen Schiefergebirges führte.

Das Tertiär wird heute in das (ältere) Paläogen und das (jüngere) Neogen eingeteilt (s. Tab. 5); die herkömmlichen stratigrafischen Bezeichnungen Paleozän, Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän werden aber weiter benutzt. Das Quartär als jüngstes System der Erdgeschichte ist auch unter der klassischen Bezeichnung Eiszeitalter bekannt.

Ablagerungen des ältesten Tertiärs, des Paleozäns, sind erst weit nördlich des Eifel-Randes, im Untergrund der Niederrheinischen Bucht bei Hückelhoven sowie bei Maastricht (Niederlande), bekannt. Sie dokumentieren dort mit kalkigen, fossilführenden Ablagerungen die seit der Oberkreide andauernde Meeresverbreitung nördlich der Rheinischen Masse. In der Nordeifel liefen dagegen im älteren Tertiär Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge ab. Ihre Sedimentbildungen sind meist nur dort erhalten geblieben, wo sie in sogenannten Sedimentfallen (s. im Folgenden) vor der Abtragung geschützt waren.

Verwitterungsbildungen aus und auf den paläozoischen Festgesteinen der Nordeifel zeichnen sich dadurch aus, dass Gesteine an Ort und Stelle weitgehend entfestigt und mineralogisch umgewandelt worden sind. Sie 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 Saprolith („Faulstein“) bezeichnet. Dabei wurde die Grundmasse toniger Sandsteine zersetzt und das Gestein selbst mürbe, oder Tonsteine wurden in Kaolinit führende Tone überführt. Kalksteine gingen in Lösung und hinterließen Hä-

matit führende, rote Reliktbildungen (Terra rossa). Nur Quarze oder reine Quarzite konnten die Verwitterungseinflüsse überstehen und blieben als Reliktschotter zurück. Die im Kapitel „Kreide“ erwähnten Schotter der Mospert-Schichten sind ein Beispiel dafür. Die tief greifende Verwitterung hat bereits im ausgehenden Mesozoikum begonnen. Deshalb wird oft von der mesozoisch-tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde des Rheinischen Schiefergebirges gesprochen. Zu den tertiärzeitlichen Verwitterungsbildungen gehören auch die schon erwähnten Feuersteinlehme, die im Bereich des Hohen Venns, aber auch auf den Kuppen des Aachener Waldes verbreitet sind.

Eine tektonisch bedingte Sedimentfalle befindet sich am Nordrand der Eifel bei Antweiler. Dort sind in einer Halbgrabenstruktur südlich des Billiger Horstes fluviatile Sande und Kiese

Abb. 41: Alttertiärer Ton der Antweiler-Schichten (Grube Zievel bei Lessenich, TK 25: 5306 Euskirchen)



und darüber Pflanzen führende limnische Tone aus dem Paleozän bis Untereozän erhalten geblieben (Antweiler-Schichten; Abb. 41). Die Tone zeigen in bestimmten Lagen anhand von Schwermineralen und Foraminiferen eine zeitweilige marine Beeinflussung. Die Antweiler-Schichten werden nach einer Schichtlücke von feinsandigen Schichten überlagert. Sie sind am Gebirgsrand der Nordeifel zwischen Firmenich und Kreuzau in einigen Abbaugruben als helle Sande mit Kaolin, Lagen von Ton und quarzreichen Kiesen aufgeschlossen. Sie werden als das fluviatil-terrestrische Äquivalent der Köln-Schichten im Untergrund der Niederrheinischen Bucht angesehen und dem höheren Oligozän bis tieferen Miozän zugeordnet.

Westlich der Rur, zwischen Langerwehe und Eilendorf, überlagern feinsandige Unteroligozän-Schichten (Ratingen- und Lintfort-Schichten) mit mariner Schalenfauna die paläozoischen Festgesteine des Gebirgsrandes. Die Sande enthalten Lagen von Quarzkies, aber auch von völlig gerundeten Kreide-Feuersteinen. Diese sogenannten Feuersteineier sind am Küstensaum des Oligozän-Meeres entstanden und stammen aus den Kreide-Vorkommen des Aachen – Südlimburger Raumes oder aus weiter westlich, in Belgien und Nordfrankreich gelegenen Vorkommen. Küstenströmungen haben sie weit nach Osten bis an die Küste des Bergischen Landes verfrachtet.

Oligozän-Sande sind nicht nur im südlichen Randgebiet der Niederrheinischen Bucht im Übergang zur Nordeifel verbreitet, sondern auch in Reliktvorkommen auf dem Hohen Venn. Tertiärzeitliche Mikrofossilien, umgelagert in anderen Sedimenten, sind ebenfalls bei Schmidtheim und im Dehner Maar südlich von Stadtkyll anzutreffen. Wie die Sande auf dem Hohen Venn dokumentieren sie das kurzzeitige weite Übergreifen des Tertiär-Meeres nach Süden auf die Rheinische Masse.

Sedimentfallen ganz besonderer Art sind Karsthohlformen wie trichterförmige Dolinen oder Spalten, die während der Verwitterung und Karbonatlösung in Kalk- und Dolomitge-

steinen entstanden sind. Sie wurden im Verlauf des Tertiärs mit unterschiedlichen Sedimenten gefüllt. Diese sackten bei der fortschreitenden lösungsbedingten Vertiefung der Karsthohlformen immer weiter hinein und wurden so der Abtragung entzogen. Auf diese Weise stellt der Karst ein Archiv der Erdgeschichte dar, in dem Sedimente sowie die Lebewelt alter, längst abgetragener Landoberflächen überliefert sind.

In den nördlichen Eifel-Kalkmulden sind an zahlreichen Punkten Dolinen mit einer tertiärzeitlichen Füllung aus Quarzkiesen und Verwitterungstonen angetroffen worden. Die Kiese enthalten auch Gerölle von fossilführenden Kieselgesteinen, verkieselte Fossilien und, sehr untergeordnet, auch Kieseloolithe. Alle Verkieselungen stammen aus mesozoischen Gesteinen, die im Bereich der oberen Mosel (Lothringen) anstehen. Daraus lässt sich für das ältere Tertiär ein Südwest – Nordost gerichteter Flussverlauf – gewissermaßen eine Ur-Mosel – rekonstruieren.

Ablagerungen der vorher beschriebenen Art kommen auch bei Schmidtheim im südwestlichen Teil der Blankenheimer Mulde vor. Dort sind in einer erosionsfernen Hochflächenlage, wenig unterhalb von + 600 m NN, nicht nur fluviatile Kiessande, sondern auch Relikte mariner Tertiär-Sande mit Foraminiferen (s. zuvor) und Tone mit einer paleozänen Pollenflora in einer Karsthohlform gefunden worden. Die Kiessande der Dolinen (Dolinenkiese) erweisen sich dadurch als ein mögliches Äquivalent des unteren Teils der Antweiler-Schichten.

Im näheren Umfeld von Schmidtheim kommen auch die schon genannten Kreide-Feuersteine und zahlreiche Tertiär-Quarzite vor. Letztere sind auch an vielen anderen Stellen der Nordeifel zu finden. Ihr Ausgangsgestein ist ein reiner, mittel- bis grobkörniger Quarzsand, der oft Kiesanteile enthält und manchmal eine Schrägschichtung erkennen lässt. Die Sande sind unter dem Einfluss des tertiärzeitlichen Klimas zu Blöcken aus Quarzit verkieselt worden, die sich aufgrund ihres enormen Gewichts im Verlauf der Abtragung nur wenig von



Abb. 42: Tertiär-Quarzit in einem Bachbett bei Obereschömbach (TK 25: 5505 Blankenheim)

ihrem Bildungsort entfernt haben. Da sie oft auf hoch gelegenen Resten der tertiärzeitlichen Landoberfläche liegen, stellen sie wohl eine fluviatile Kiesbedeckung der alten Landoberfläche dar (Abb. 42).

Die Entstehung der Tertiär-Quarzite ist recht unterschiedlich gedeutet worden. Für jene im Einflussbereich des alttertiären Vulkanismus ist eine verkieselnde Einwirkung von verwitternden Glasaschen nicht auszuschließen. Aber Tertiär-Quarzite kommen auch in viel weiter von den Ausbruchszentren entfernten Gebieten wie eben in der Nordeifel vor. Die gängige Erklärung ist, dass entweder Verwitterungslösungen oder humussaure Lösungen aus dem Untergrund von Mooren die verkitende Kieselsäure mobilisiert haben.

Die in beispielhafter Vielfalt anzutreffenden Sedimentrelikte im Raum Schmidheim besagen, dass die Nordeifel im (älteren) Tertiär über weite Bereiche von fluviatil-terrestrischen Sedimenten und auch von Relikten mariner Transgressionen (Oberkreide, Paleozän) bedeckt gewesen sein muss. Bis auf wenige Reste sind diese Ablagerungen wieder abgetragen

worden. Gesteine des jüngeren Tertiärs (Miozän, frühes Pliozän) sind aus dem Gebirgsland der Nordeifel nicht bekannt.

Im südlichen Winkel der Niederrheinischen Bucht, südwestlich von Bonn und südöstlich von Meckenheim, sind tertiärzeitliche Tone verbreitet, die dort dem devonischen Untergrund unmittelbar aufliegen. Die Vorkommen bei Witterschlick sind in einer tektonisch bedingten Grabenstruktur erhalten geblieben. Es sind sehr reine Tone mit Einschaltungen dünner Braunkohlenflöze, deren Sporenhalt ein oberoligozänes Alter anzeigt. Auch die benachbarten Tonvorkommen von Ringen und Karweiler haben ein solches Alter. Im gleichen Raum kommen ebenfalls sehr quarzreiche Schotter vor, die weiter südlich, im Mittelrheintal, als Vallendar-Schotter bezeichnet werden.

Die im Pliozän einsetzende Hebung der Rheinischen Masse, gekoppelt an das weitere Einsinken der Niederrheinischen Bucht, schuf durch die einsetzende Tiefenerosion des Entwässerungsnetzes ein erstes Relief. Bei seiner Entstehung wurden ältere Sedimentrelikte abgetragen und die flächenhafte Erosion der mesozoisch-tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde wurde vollendet. Wie die Umformung der alttertiärzeitlichen Flächenlandschaft mit ihren unterschiedlich hohen Altflächen (früher Rumpf- und Troglflächen genannt) zur heutigen, durch Täler geprägten Gebirgslandschaft im Einzelnen verlief, ist nicht genau bekannt. Einige Grundzüge lassen sich aber beschreiben und sind im nachfolgenden Kapitel „Quartär“ erläutert.

Quartär

Das Zeitalter des Quartärs ist nicht nur der kürzeste und durch klimatische sowie geologische Besonderheiten hervortretende Abschnitt der Erdgeschichte, sondern auch das Zeitalter, in dem sich eine Entwicklung vom urtümlichen „geschickten Menschen“ (*Homo habilis*) zum modernen *Homo sapiens sapiens* vollzieht. Am Anfang dieser phylogenetischen wie auch kulturellen Entwicklung stand der Gebrauch scharfkantig hergerichteter Geröllsteine, bekannt unter dem Namen „pebble tools“. Über einen Zeitraum von etwa 2 Mio. Jahren verläuft die kulturelle Entwicklung von grob bearbeiteten Faustkeilen zu immer feiner bearbeiteten Gerätschaften aus Feuerstein und schließlich, in der jüngsten Phase des Quartärs – dem Holozän –, zur Herstellung von Metallen wie Bronze und später auch Eisen. Teile dieser Entwicklung sind auch in der Nordeifel an den Hinterlassenschaften der dort in der Vorzeit umherstreifenden oder siedelnden Menschen zu erkennen. Herausragendes Beispiel ist der urgeschichtliche Fundplatz Kartstein bei Mechernich-Breitenbenden. Der frühgeschichtliche Bergbau und die Anfänge der Metallbearbeitung werden im Kapitel „Montanarchäologie“ beschrieben.

Pleistozän

Das Quartär oder Eiszeitalter gliedert sich in das Pleistozän und in den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte, das Holozän, die Jetztzeit. Die Grenze des Quartärs zum Tertiär ist durch die geologischen Auswirkungen eines deutlichen Klimaumschwungs definiert. Auf der Nordhalbkugel der Erde kam es vor etwa 2,6 Mio. Jahren zu einer folgenreichen Abkühlung des Klimas, die nicht kontinuierlich ablief, sondern sich in einem mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten äußerte. Diese führten hinsichtlich der Verwitterungs- und Transportvorgänge zu sich rhythmisch ändernden geologischen Verhältnissen. Da auch Flora

und Fauna dem stetigen Klimawechsel unterworfen waren, dienen deren fossile Reste als Klimaindikatoren und biostratigrafische Zeitmarken.

Während im Tertiär unter einem vorherrschend warmen Klima chemische Gesteinsverwitterung und flächenhafte Abtragungsvorgänge stattfanden, wurde schon gegen Ende des Tertiärs und verstärkt im Quartär die physikalische Verwitterung und die lineare Erosion unter einem zeitweilig periglazialen Klima bestimmend. Wenn trotz der intensiven Verwitterung der Festgesteine die Verbreitung der daraus entstandenen quartärzeitlichen Lockersedimente in der Nordeifel flächenmäßig nur gering ist, so demonstriert dies die starke Abtragung und Ausräumung der Landschaft im Verlauf dieses Zeitalters.

Die quartärzeitliche Landschaftsprägung der Nordeifel ist anhand der Talbildung gut zu verdeutlichen. An den Haupttälern des Rheinischen Schiefergebirges, insbesondere im Mittelrheintal, ist zu beobachten, dass die quartärzeitliche Taleintiefung von breiten, wannenförmigen Tälern, den heutigen Hoch- und Plateautälern, ausgegangen ist. 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 Flussverläufen. Oft sind sie von sandig-kiesigen Flussablagerungen, den Terrassenschottern, bedeckt.

Die quartärzeitliche Terrassenabfolge der Haupttäler im Rheinischen Schiefergebirge gliedert sich von alt nach jung in die Höhen- und Hauptterrassen des Hoch- beziehungsweise Plateautales, die Mittelterrassen des Engtalhanges und die Niederterrassen des Engtalbodens (s. Exkurs S. 85/86 u. Abb. 43). Die Abfolge reflektiert das Ineinanderspielen von Gebirgshebung und Flusserosion unter den klimatischen Wechseln des Eiszeitalters.

In den Kaltzeiten des Quartärs wurde die Talbildung durch starke Gesteinsauflockerung infolge von Frostsprengung und durch sehr große fröhsommerliche Schneeschmelz-Hochwässer unterstützt. Die mit den Klimaschwankungen der Kalt- und Warmzeiten gekoppelten Schwankungen der Flussenergie – starke Erosion und starke Akkumulation in Kaltzeiten sowie schwache Erosion und schwache Akkumulation in Warmzeiten – führten im Verlauf der fortschreitenden Tiefenerosion zu einer Gliederung der Talhänge in die schon vorher genannten Stufen der Terrassentreppe.

Die Geröllzusammensetzung der Terrassenablagerungen im Gebirgsland ist durch die lokale Zusammensetzung der abgetragenen Gesteine bestimmt. In Ermangelung einer Quarzsandkomponente ist die Grundmasse der Schotter überwiegend tonig-schluffig („lehmig“). Eine Ausnahme bilden die Terrassen, deren Fließgewässer Schichten des Buntsandsteins in ihrem Einzugsgebiet haben. Bei ihnen ist die Grundmasse sandig.

Diese Terrassenabfolge ist auch an den Tälern der Nordeifel zu erkennen. Da ein direkter Bezug zur Terrassengliederung von Rhein und

Exkurs: Rurtal

Das Quellgebiet der Rur liegt im belgischen Teil des Hohen Venns (Fagne Wallone). Die Landschaft ist dort eher flachwellig und Sedimentreste von Kreide und Tertiär zeigen, dass es sich um ein Überbleibsel einer fossilen Landoberfläche, nämlich der der frühen Oberkreide (Präcampan) beziehungsweise des Alttertiärs handelt (s. Kap. „Kreide“). Die Sedimentreste sind nur dort erhalten geblieben. Weiter östlich ist in der gesamten Nordeifel diese alte Landoberfläche im Verlauf von Tertiär und Quartär bis auf wenige Reste in Höhen von mehr als + 600 m NN Schritt für Schritt flächenhaft abgetragen worden.

Nach nur kurzem Lauf in der Altflächenlandschaft des Hohen Venns „versinkt“ die Rur in einem immer stärker eingeschnittenen Tal, um dann zwischen Gut Reichenstein und Monschau in einer tiefen Schlucht einen Weg nach Osten zu finden. Sie folgt dabei einer früh angelegten Abdachung nach Osten, die wohl durch die schon jungtertiärzeitlich beginnende Hebung des Hohen Venns vorgegeben war. Unterhalb von Monschau ist das Tal immer noch schluchtartig, eine breitere Talauie entwickelt sich erst langsam. Auch die Talwindungen werden immer ausgeprägter. Sie sind in der altpleistozänen Landschaft mit ihren breiten Plateautalböden angelegt worden als der Fluss sich noch „frei bewegen“ und weit ausgreifende Mäander bilden konnte. Durch die spätere starke Hebung des Gebirgskörpers und das dadurch bewirkte Einschneiden des Flusses sind sie dann in einem zunehmend enger werdenden Tal (Engtal) fixiert worden.

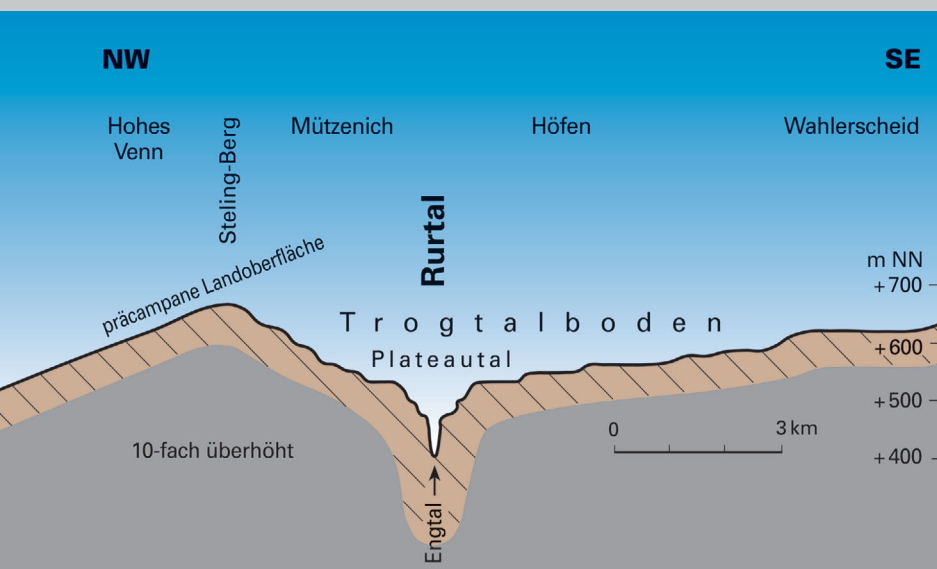
Oberhalb des Engtales mit den Mittelterrassen und auch noch oberhalb des breiteren Plateautalbodens mit den Resten der Oberen Terrassengruppe befinden sich südöstlich von Monschau noch weitere mehr oder weniger

ebene Flächenreste ohne Schotterbedeckung, die vornehmlich auf den Riedeln zwischen den südlichen Zuflüssen zur Rur zu finden sind. Sie bilden Teile einer aufsteigenden Flächentreppe, die ihr höchstes Niveau in einer flachen Kuppe von 624 m Höhe bei Wahlerscheid hat (Abb. 43). Die Flächen können als Erosionsreste einer Abfolge von tertiärzeitlichen Trogtalböden („Altflächen“) aufgefasst werden.

Weiter die Rur abwärts, im Bereich der Rurtalsperre, hat sich das Tal seit der Ober- beziehungsweise Hauptterrasse-Zeit (älteres Pleistozän) bis zu 125 m eingetieft. Dort ist auch andeutungsweise zu beobachten, dass die großflächig verbreitete Obere Terrassengruppe einem jüngeren Teil des breiten Plateautals angehört, während die kleinen Flächen der Mittleren Terrassengruppe im tiefer eingeschnittenen Engtal ihre Verbreitung haben.

Bei Heimbach stößt die Rur an den Westrand der Mechernicher Trias-Senke. Der Fluss ist dort von einer vor seinem Einschneiden existierenden Schichtstufe im Ausgehenden der Buntsandstein-Zeit „eingefangen“ worden. Dadurch wurde er zu einem Abknicken entlang des Buntsandstein-Randes nach Norden veranlasst. Die Rur gerät dann nördlich von Nideggen in den Einfluss der Schollenbewegungen, die mit dem tektonischen Absinken der Niederrheinischen Bucht in Zusammenhang stehen. So sind bei Untermaubach und Kreuzau Flächen der Oberen Hauptterrasse treppenförmig zur Niederrheinischen Bucht hin abgesenkt.

Abb. 43: Schematischer Schnitt durch die Flächen- und Terrassentreppe im oberen Rurtal (nach RICHTER 1962)



Maas nicht möglich ist, wird im Gebirgsland der Nordeifel von Oberer, Mittlerer und Unterer Terrassengruppe gesprochen. Dahinter steht die Vermutung, dass es sich um zeitliche Äquivalente der Haupt-, Mittel- und Niederterrassen der schon vorher genannten Haupttäler handelt. Am Beispiel des Rurtales kann die Entwicklung des Tales in der Vertikalen wie in der Horizontalen aufgezeigt werden.

Neben den Terrassenablagerungen sind im Gebirgsland der Nordeifel unter dem kaltzeitlichen Einfluss auch noch andere Lockergesteine wie Fließerden und Löss abgelagert worden. Bei den Fließerden, auch Hanglehm oder Hangschutt genannt, handelt es sich um Gesteinsschutt, der im kaltzeitlichen Klima durch physikalische Verwitterung (Frostsprengung) entstanden ist (Abb. 44). Er wurde mehr oder weniger mit feinkörnigem Material vermischt und unter dem Einfluss der Schwerkraft beim Auftauen durch Bodenfließen (Solifluktion) hangabwärts transportiert. Die feinkörnige Beimengung – gewissermaßen das Schmiermittel der Fließerde – besteht aus Lössmaterial oder Resten toniger Anteile der mesozoisch-tertiärzeitlichen Verwitterungsrinde. Die flächenhafte Verbreitung von pleistozänen Fließerden in Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 2 m ist größer als auf geologischen Karten dargestellt. Das hängt damit zusammen, dass im Gebirgsland der Schwerpunkt der Kartendarstellung auf dem Festgesteinsuntergrund liegt und deshalb geringmächtige Überlagerungen durch Lockergesteine „abgedeckt“, das heißt nicht dargestellt werden.

Löss hat nur am nördlichen Gebirgsrand, im Übergang zum niederrheinischen Flachland, eine nennenswerte Verbreitung. Löss ist Flugstaub, der während der pleistozänen Kaltzeiten durch den Wind transportiert worden ist. Der Flugstaub besteht aus Quarzschluff sowie tonigen und karbonatischen Mineralen. Er ist in den weiten kaltzeitlichen Schotterfluren nördlich und westlich der Eifel ausgeblasen und verfrachtet worden. Der am Eifel-Nordrand verbreitete Löss ist während der letzten Kalt-

zeit, der Weichsel-Zeit, entstanden. Er erreicht dort eine Mächtigkeit von einigen Metern. Im Gebirgsland selber ist er manchmal in geschützten Lee-Lagen in geringer Mächtigkeit erhalten geblieben. Oft ist auch zu vermuten, dass seine zu Lösslehm entkalkten Reste als tonige Anteile in so mancher Bodenbildung im Gebirgsland stecken.

Pleistozäne Sedimente von nur punktueller Verbreitung sind die Querkalkbildungen, die sich an den Austrittsstellen des kalkhaltigen Grundwassers der Eifel-Kalkmulden gebildet haben. Ein eindrucksvolles Beispiel ist der Travertin des Kartsteins bei Mechernich (s. Exkurs S. 88). Dort sind während einer Warmphase der Saale-Kaltzeit und während der Eem-Warmzeit zu Travertin verfestigte Kalktuffe entstanden. Sie sind durch ihre Höhlen und die darin gemachten frühgeschichtlichen Funde (s. auch Kap. „Geotope“) bekannt geworden.

Abb. 44: Steinige Fließerde im Urfttal bei Blankenheimdorf (TK 25: 5505 Blankenheim)



Exkurs: Kartstein

So wie die Erhaltung und Überlieferung paläontologischer Funde (Fossilien) ganz bestimmter Umstände, nämlich der frühzeitigen Einbettung in Sedimenten, bedarf, so sind auch Siedlungsreste des urzeitlichen Menschen nur dort erhalten geblieben, wo sie vor der Zerstörung durch Wind und Wetter geschützt waren. Das ist in besonderem Maße in Höhlen gewährleistet, aber auch in Gegenden, wo plötzliche vulkanische Aschenfälle eine Landschaft vollständig abdeckten. So hat ein Vulkanausbruch in der Osteifel (Rheinland-Pfalz) vor 460 000 Jahren zur Konservierung eines altsteinzeitlichen (paläolithischen) Lagerplatzes mit Tierknochen und Steinartefakten im Nettetal bei Miesenheim nahe Andernach geführt.

In der Nordeifel ist es das Travertingestein des Kartsteins, dessen Bildung und Zerfall Orte für die Überlieferung menschlicher Kulturreste geschaffen hat (s. S. 153, Abb. 109). Drei Fundsituationen sind dort zu unterscheiden: Im Travertin selbst eingebettet, fanden sich „primitive“ Artefakte aus Quarz und Quarzit. Da der Travertin vor etwa $311\,000 \pm 50\,000$ Jahren gebildet worden ist, wird für die urzeitliche Besiedlung des Areals um diesen Quellaustritt der Zeitraum von 330 000 – 310 000 Jahren vor heute, also der Zeitraum des warmzeitlichen Holstein-Komplexes, angenommen (s. S. 90, Fundkomplex Kartstein 1 in Tab. 6). In den Höhlen des Kartsteins sind spät- bis mittelpaläolithische Steinwerkzeuge gefunden worden, deren Entwicklungsstufe ein Alter (wenig) jünger als 64 000 Jahre anzeigt. Sie sind demnach vor oder während der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit, entstanden (Kartstein 2 in Tab. 6). Schließlich hat auch der Vorplatz der Höhlen steinzeitliche Funde geliefert. Es sind vor allem Pfeilspitzen der sogenannten Ahrensburger Kultur sowie Rentierknochen. Sie zeigen, dass vor etwa 10 000 – 11 000 Jahren, während des letzten großen Kälteeinbruchs in der Jüngeren Dryas-Zeit, dieser Platz von umherstreifenden Jägern bewohnt war (Kartstein 3 in Tab. 6).

Die Konzentration von steinzeitlichen Funden am Kartstein, aber auch zahlreiche Einzelfunde in der Nordeifel zeigen, dass das Gebiet in den klimatisch günstigen Perioden des Pleistozäns zumindest Wander- und Jagdgebiet des „Urmenschen“ gewesen ist. Der Mangel an menschlichen Knochenfunden lässt offen, um welchen Menschentyp es sich gehandelt hat. Vor 200 000 – 35 000 Jahren dürfte der *Homo sapiens neanderthalensis* die Nordeifel durchstreift haben um danach vom modernen Menschen abgelöst worden zu sein.

Exkurs: Quartärzeitlicher Vulkanismus

Der quartärzeitliche Vulkanismus der Eifel wird wie der tertiärzeitliche auf eine Temperaturanomalie im Oberen Erdmantel zurückgeführt (s. Kap. „Tertiär“). Ablagerungen des pleistozänen Vulkanismus sind in der Nord-eifel vergleichsweise selten. Nur der Vulkan des Goldbergs bei Ormont am Südwestende der Blankenheimer Kalkmulde und das Maar des Rodderbergs südlich von Bonn sind zu nennen. Der Goldberg wird von basaltischen Aschen und Schlacken aufgebaut, in denen große, golden schimmernde Biotitblättchen nicht selten sind. Das Alter des Vulkanausbruchs und die ursprüngliche Form des inzwischen abgetragenen Vulkans sind nicht bekannt. Der Rodderberg besteht aus einem Aschen- und Schlackenwall von rund 800 m Durchmesser, der einen kreisrunden Explosionskrater, ein sogenanntes Maar, ohne Wasserfläche umgibt (Abb. 45). Die vulkanischen Lockermassen des Walles liegen auf einem älteren Löss, der wiederum die Jüngere Hauptterrasse des Rheins überlagert. Ihrerseits werden die Vulkangesteine von jüngerem Löss bedeckt. Dadurch ist der Zeitpunkt der vulkanischen Explosion näherungsweise mit 100 000 – 200 000 Jahren vor heute zu bestimmen.



Abb. 45: Vulkanische Schlacken am Rodderberg

Holozän

Das Holozän – auch Postglazial genannt – umfasst den 10 000 Jahre währenden Zeitraum vom Ausklingen der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit) bis heute (s. S. 79, Tab. 5). Es ist der Zeitraum, in dem die nachkaltzeitliche Landschaft ihre letzte Formung erhielt. Die geringen Klimaschwankungen dieser Zeit wirken sich auf die Vegetation, im Wesentlichen auf die

Zusammensetzung des Waldes, aus. Jüngste Veränderungen der Landschaft verursachte der Mensch, der durch seine Siedlungs- und Wirtschaftstätigkeit nachhaltigen, nicht immer positiven Einfluss genommen hat. Dieser Einfluss beginnt mit ersten großflächigen Rodungen im rheinischen Flachland etwa im Zeitraum vom Atlantikum bis zum Subboreal, was der Jungsteinzeit (Neolithikum) der menschlichen Kulturentwicklung entspricht (Tab. 6).

Tabelle 6
Klimatische Entwicklung und Kulturstufen des Quartärs

System	geologische Gliederung		Jahre vor heute	Kulturstufe	Fundpunkte in der Nordeifel	
	Serie	Stufe				
Quartär	Holozän	Subatlantikum	0	Eisenzeit Bronzezeit Neolithikum Mesolithikum	Schlangenberg Lousberg	
		Subboreal	2 000			
		Atlantikum	4 000			
		Boreal	6 000			
		Präboreal	8 000			
			10 000			
	Pleistozän	Oberpleistozän	Weichsel-Kaltzeit	50 000	Steinzeit Paläolithikum	Kartstein 3 Kartstein 2
				100 000		
				Eem-Warmzeit		
		Mitteleistozän	Saale-Kaltzeit	200 000		Jung- Mittel- Alt-
			Holstein-Komplex	300 000		
			Elster-Kaltzeit	400 000		
			Cromer-Komplex	500 000		
		Untereistozän	Ältere Kalt- und Warmzeiten	600 000		Kartstein 1
				700 000		
				1 Mio.		
				1,5 Mio.		
		2 Mio.				
		2,5 Mio.				

Die Kulturstufen der menschlichen Entwicklung im Holozän (Tab. 6) sind in der Nordeifel durch Bodenfunde wie steinerne Klingen und Beile, bronzene Äxte und Pfeilspitzen sowie bandkeramische und früheisenzeitliche Topfscherben belegt. Die Funddichte reicht aber nicht an die des niederrheinischen Flachlandes heran, wo sich seit der „neolithischen Revolution“ im 6. Jahrtausend v. Chr. Wohnplätze und Ackerbau ausbreiteten. Die Rekonstruktion der Besiedlungsgeschichte des Berglandes bleibt daher schwierig. In der Nordeifel – über lange Zeiträume das Jagd- und Sammelgebiet des paläolithischen Urmenschen – begann erst recht spät eine intensivere Erschließung der riesigen nacheiszeitlichen Waldgebiete. Eine der Triebfedern dürfte die Suche nach mineralischen Rohstoffen (Erze) für die Gewinnung von Metallen (Kupfer, Blei, Eisen) sowie die dafür notwendige Holzkohleherstellung gewesen sein.

Die Klimageschichte der letzten ca. 10 000 bis 11 000 Jahre – an der Wende vom Spätglazial zum Holozän – ist in den Torfablagerungen des Hohen Venns dokumentiert. Die in den Torfen der Moorbildungen überlieferten Pollen von Blütenpflanzen spiegeln den Wechsel der jeweils klimatisch angepassten Pflanzenwelt im Umfeld der Torfmoore wider. Die Torfbildung auf dem Hohen Venn begann vor 12 170 (± 90) Jahren, wie C^{14} -Untersuchungen ergeben haben. Das gesamte Plateau des Hohen Venns oberhalb der Höhenlage von + 600 m NN wird hingegen erst seit dem Boreal (9 000 bis 8 000 Jahre v. h.) von Torfablagerungen bedeckt.

Die Torfbildung ist durch den für Sickerwasser fast undurchlässigen Verwitterungsboden auf dem Hohen Venn sehr begünstigt. Fast noch wichtiger ist aber, dass es im Spätglazial zur Bildung von Eislinnen, sogenannten Lithalsen (früher „Pingos“ oder „Palsen“ genannt), kam. Sie hinterließen im Boden nach ihrem Abschmelzen lang gestreckte Wälle und Senken. In diesen früher für Fischteiche gehaltenen Senken konnte die Torfmoorbildung ihren An-

fang nehmen und unter anderem auch die mit dem Wind verfrachtete vulkanische Asche des Laacher-See-Ausbruchs konservieren.

Die deutliche Klimaverbesserung seit dem Spätglazial war Auslöser für eine zunehmende Bewaldung der Mittelgebirgslandschaft. Herrschte im Spätglazial noch ein baumloser Tundrenbewuchs vor, so kam es in der Folgezeit zur Ausdehnung von artlich unterschiedlich zusammengesetzten Wäldern. Auch der Beginn der menschlichen Besiedlung und speziell des Ackerbaus im Umfeld des Hohen Venns ist an dem Einsetzen von Getreidepollen um 2 500 Jahre vor der Zeitenwende ablesbar.

Aber nicht nur die Moorschichten des Hohen Venns enthalten mikroskopisch kleine Pollen, sondern auch die Sedimente mancher Maarseen der Westeifel haben sich als wahre Archive für die Entwicklung der Vegetation und damit für das Klima und die Besiedlungsgeschichte erwiesen (s. Exkurs S. 92). Auch wenn sie außerhalb liegen, geben die Sedimentschichten im Holzmaar (bei Gillenfeld) oder im Meerfelder Maar (bei Manderscheid) doch in großen Zügen die jungpleistozäne und vor allem die holozäne Vegetationsentwicklung in der Nordeifel wieder.

Holozäne Sedimentbildungen beschränken sich im Gebirgsland auf überwiegend tonige Abschwemmmassen, die als Auenlehm die weichselzeitliche Niederterrasse des Talgrundes bedecken. Ausgangsmaterial des Auenlehms ist feinkörniges Bodensubstrat – insbesondere der Lösslehm –, das durch Starkregen abgespült und durch Hochwässer verfrachtet wurde. Bestandteil der Auenablagerungen können auch umgelagerte Kiese und geringmächtige Torfe sein, wobei letztere eine pollenanalytische Datierung dieser Ablagerungen ermöglichen.

Die holozäne Talentwicklung ist an den breiten Tälern des Eifel-Vorlandes besser zu rekonstruieren als im Gebirgsland selbst. So zeigt das Rurtal bei Düren ein durch frühholozäne Erosion bis zu 3 m in die Niederterrasse ein-

Exkurs: Meerfelder Maar

Das Meerfelder Maar hat seinen Ursprung in einer vulkanischen Explosion während der Weichsel-Kaltzeit, vor etwa 35 000 Jahren. In der dabei entstandenen Hohlform hat sich ein See gebildet, in dem überwiegend feingeschichtete, tonig-schluffige Sedimente zur Ablagerung gekommen sind. Sie führen anfänglich noch keine organischen Beimengungen und belegen damit ein vegetationsarmes Milieu im kaltzeitlichen Klima. Durch die Klimaverbesserung gegen Ende der Weichsel-Kaltzeit und unter dem holozänen Klima bildeten sich dünne, dunkle Lagen, die organisches Material, unter anderem auch Pollen, enthalten. Ihre botanische Zuordnung zu bestimmten Pflanzen, insbesondere zu Bäumen, liefert ein eindrucksvolles Bild der Vegetationsgeschichte während der letzten 10 000 – 11 000 Jahre.

Der Wald des noch kühlen Präboreals, der sich in der Nacheiszeit entwickelte (Tab. 6), bestand aus Birken und Kiefern. Zunehmende Erwärmung führte in Boreal und Atlantikum zu einem Mischwald aus Eiche, Ulme, Linde, Esche und Erle. Etwa vor 6 200 Jahren nahm die Esche stark ab. Diese Veränderung wird als ein erster Hinweis auf eine Störung der „urzeitlichen“ Bewaldung durch den Menschen des frühen Neolithikums gesehen. Seine dem walddreichen Gebirgsland angepasste Wirtschaftsform bestand in der Waldweidewirtschaft mit dem „Schneiteln“ von Baumlaub zur Viehfütterung. Vor 6 200 – 3 800 Jahren breitete sich die Buche auf Kosten anderer Arten aus, um dann ab 2 800 Jahren vor heute stark zurückzugehen. In diesen Zeitraum des Rückgangs fällt der Beginn der Eisenverhüttung mit ihrem sehr starken Bedarf an Holzkohle. Um ca. 800 Jahre vor der Zeitenwende, nach dem Beginn des kühleren und feuchteren Subatlantikums, steigen auch die Anzeiger für Waldweide und Grünland. Dennoch wird von dem römischen Historiker PLINIUS die Eifel – damals „Silva Ardennua“ genannt – noch als teilweise dichter Urwald beschrieben. Eine intensivere Landnutzung dürfte sich auf Gebiete mit guten Böden, beispielsweise die feuchten Talsohlen oder die Eifel-Kalkmulden, beschränkt haben. Auch einschneidende historische und wirtschaftsgeschichtliche Ereignisse der nachrömischen Zeit sind im Pollenbild des Meerfelder Maars abzulesen: so die siedlungsarme Zeit nach dem Ende des Römischen Reiches, die Wiederbesiedlung ab dem 8. Jahrhundert und die starke Entwaldung der Eifel seit dem 16. Jahrhundert im Gefolge der Rott- und Schiffer-Landwirtschaft (Ackerland/Ödland/Niederwald-Wechsel) sowie der zunehmenden lokalen Eisenindustrie.

getieftes Hochflutbett mit dem Älteren Auenlehm aus der Zeit bis etwa 6 000 v. Chr. Darin liegt erosiv eingeschachtelt der Jüngere Auenlehm (Römerzeit bis Mittelalter) und schließlich der Jüngste Auenlehm der letzten 200 Jahre Erdgeschichte.

Zu den holozänen Bach- und Flussablagerungen des Gebirges gehören auch die Schwemmkegel. Das sind uhrglasförmig gewölbte Schuttkörper, die vor den Nebentälern auf dem Talboden des Haupttales liegen. Als hochwasserfreie Standorte waren sie oft Ausgangspunkte der Besiedlung.

Im Bereich der Eifel-Kalkmulden, und zwar vor allem in der Umgebung der pleistozänen Querkalke, der Travertine, sind in Auenablagerungen verbreitet Kalktuffe (Wiesenmergel) eingelagert. Man findet sie bei Urfey, Eiserfey, Weyer, Pesch (Sötenicher Kalkmulde) und bei Holzmülheim (Blankenheimer Kalkmulde).

Das Zeitalter des Holozäns mündet in die Gegenwart und es stellt sich die Frage, was geologische Vorgänge heute bewirken. Jene, die ein Mensch in seiner Lebenszeit überschauen kann, sind teils kontinuierlich und in ihrer Langsamkeit nicht direkt erkennbar, teils auch episodisch mit umso gravierenderen Folgen. Zu den kontinuierlichen Vorgängen kleinräumiger Art gehören das Bodenkriechen an geneigten Hängen und die unmerkliche Bewegung sich lösender Felsmassen bis zu ihrem plötzlichen Absturz. Ein großräumiger Vorgang ist die durch geodätische Messungen nachgewiesene, heute noch anhaltende tektonische Hebung der Rheinischen Masse um Bruchteile von Millimetern im Jahr. Ein Fortdauern des geologischen Geschehens zeigt sich auch in postvulkanischen Kohlendioxid-Austritten wie den Mofetten und Mineralquellen (Kohlensäuerlinge) im Mittelrheintal und in der zentralen Eifel.

Ein weiteres Phänomen, das immer wieder an das Fortdauern geologischer Prozesse erinnert, sind die Erdbeben am südlichen Rand und in der Niederrheinischen Bucht. Hier ist

aus jüngerer Zeit das Erdbeben von Roermond (1992) zu nennen. Aber auch stärkere, weiter zurückliegende Ereignisse, wie die Erdbeben von Euskirchen (1950, 1951), Herzogenrath (1873, 1877) sowie im Raum Aachen – Düren (1755) mahnen, dass der Nordeifelrand zu den Gebieten mit den stärksten Erdbeben Deutschlands zählt.

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

Geologie der Zukunft

In den vergangenen 550 Mio. Jahren war das heutige Gebiet der Nordeifel abwechselnd von Meeren überflutet oder festländisch. Es unterlag dabei wechselnden Klimaeinflüssen. Diese Faktoren haben die Nordeifel nachhaltig geprägt. Die naheliegende Frage ist: Wie geht die Erdgeschichte weiter?

Zur Beantwortung dieser Frage muss man sich Folgendes klarmachen: Erdgeschichte wie Klimageschichte leiden unter der Tatsache, dass Veränderungen sehr langsam ablaufen. So ist die Lebensspanne des Menschen nicht geeignet, langfristige Änderungen unzweifelhaft zu erfassen. Dementsprechend ist Vorsicht geboten, wollte man aus relativ kurzzeitigen oder auch episodischen Vorgängen Prognosen oder Hochrechnungen für die Zukunft ableiten.

Auf den geologisch kurzen Zeitraum von wenigen tausend Jahren gesehen, stellen sich folgende Fragen: Die natürliche Klimaentwicklung, die seit etwa 10 000 Jahren in einer Wärmezeit verharrt, kann wieder auf eine Kaltzeit mit Inlandeisgletschern in Nordeuropa zusteuern. Andererseits ist die Erhöhung des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre seit Beginn des in-

dustriellen Zeitalters und die daraus abgeleitete menschengemachte Klimabeeinflussung immer weniger zu übersehen. Wie werden die natürliche und die möglicherweise künstlich veränderte Klimaentwicklung sich beeinflussen? Diese Frage wird von der Wissenschaft kontrovers diskutiert. Schlüssige Szenarien für die nächste Zukunft sind noch nicht auszumaachen.

Eine andere, gleichermaßen offene Frage ist die zukünftige Entwicklung des geologisch jungen Vulkanismus in der Eifel. Es wäre einigermaßen kurzsichtig, zu vermuten, dass er mit den jüngsten Vulkanexplosionen vor 9 400 Jahren (Ulmener Maar) und vor 13 000 Jahren (Laacher Vulkan) erloschen wäre. Die Folgen einer Vulkanexplosion im dicht besiedelten Mitteleuropa wären verheerend und vor allem nicht abwendbar. Da man davon ausgehen darf, dass vulkanische Ereignisse sich durch kleinere Bodenunruhen ankündigen werden, haben die Geologischen Dienste von Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz im Rahmen ihrer Daseinsvorsorge ein Netz von seismischen Überwachungsstationen eingerichtet.

Für die beiden Ereignisfelder Erdbeben und Klima der zukünftigen Erdgeschichte gilt, dass nur durch die immer mehr ins Detail gehende Erforschung geologischer und klimatischer Vorgänge der Erdvergangenheit ein Verständnis für die heutige Situation und damit vielleicht auch eine Prognose für zukünftige Ereignisse gewonnen werden kann.

Noch schwieriger gestaltet sich die Vorhersage der Erdgeschichte für die kommenden Millionen Jahre. Sie ist eng mit der zukünftigen plattentektonischen Entwicklung Europas verknüpft. Zu erwarten ist, dass die Afrikanische Platte weiter nordwärts driftet und so das Mittelmeer als der letzte Rest des mesozoischen Tethys-Meereres geschlossen werden wird. Mitteleuropa, und damit auch die Rheinische Masse, wird darauf entsprechend tektonisch reagieren. Möglich ist, dass die großen tektonischen Bewegungszonen, wozu auch die südliche Niederrheinische Bucht, das angrenzende Rheintal und der Oberrheingraben gehören, wieder zu Meeresstraßen werden. Ob in dieser geologischen Zukunft allerdings noch Menschen der heutigen Evolutionsstufe leben werden, ist mehr als fraglich.

Schließlich ist für die geologische Zukunft auch die Kollision des Planeten Erde mit kubikkilometergroßen Himmelskörpern (Asteroiden) nicht gänzlich auszuschließen. Mindestens einmal in der Erdgeschichte, nämlich an der Kreide/Tertiär-Grenze, hat solch ein „impact“ den Ablauf der Erdgeschichte zwar nicht wesentlich „gestört“, dafür aber die Entwicklung der Lebenswelt nachhaltig beeinflusst. Für dieses Ereignisfeld sind allerdings mit einer frühzeitigen Erkennung durch astronomische Beobachtungen die Möglichkeiten einer Abwehr in der Diskussion.

Montanarchäologie

Wolfgang Wegener

Die Erforschung vorindustriellen Bergbaus auf Eisen- und Buntmetallerze sowie auf andere nutzbare Bodenschätze hat in den beteiligten Wissenschaften und in der Denkmalpflege immer schon einen breiten Raum eingenommen. Mit dem Aufkommen der Archäometallurgieforschung entwickelten Andreas Hauptmann und Gerd Weisgerber vom Deutschen Bergbaumuseum in Bochum den Begriff Montanarchäologie, so wie er hier auch angewandt wird. Grundlagen zu diesem Forschungsansatz bilden unter anderem die Untersuchungen zum frühgeschichtlichen Bergbau und zur Archäometallurgie im europäischen Raum, im Speziellen der frühmittelalterliche Bergbau im Südschwarzwald sowie die Ausgrabungen am Altenberg bei Müsen, Kreis Siegen-Wittgenstein.

Für den Bereich der Nordeifel ist die Vielfaltigkeit der vorhandenen Erzlagerstätten charakteristisch. Anzutreffen sind fast alle Erze, die in den vergangenen Jahrtausenden das Ziel bergbaulicher Aktivitäten waren: Eisen, Blei, Kupfer und Zink. Räumlich erstrecken sich diese Vorkommen auf den ganzen Mittelgebirgsbereich der Eifel, wobei innerhalb dieser Region schwerpunktmäßig einzelne Lagerstätten auftreten. Bekannt und von besonderer Bedeutung für die archäologische Forschung sind die Eisenerz-Lagerstätten bei Kall, Nideggen, Schmidtheim/Blankenheim und Hürtgenwald, die Bleilagerstätten bei Mechernich, Maubach und Rescheid sowie die ehemaligen Galmeivorkommen bei Stolberg.

Die vielfältigen Formen der Lagerstätten haben über die Jahrhunderte hin immer wieder zu verschiedenen Abbautechniken und deren Weiterentwicklung geführt. In der Eifel findet man hydrothermale Gangerze von Blei, Zink und Kupfer sowie lagerförmige Erzvorkommen von Eisen und Blei. Auch verschiedene alte Abbautechniken, so wie sie bereits von

Georgius Agricola beschrieben wurden, lassen sich in der Nordeifel nachweisen. Der Forschungsstand beruht aber im Wesentlichen auf älteren archäologischen Untersuchungen des 20. Jahrhunderts. In den Jahren nach 1980 kamen im Rahmen der Denkmälerinventarisierung zahlreiche Geländeinspektionen hinzu, bei denen Bergbaurelikte kartiert und beschrieben wurden, aber keine genaue zeitliche Ansprache zu machen war. Bergbau im Bereich der Nordeifel lässt sich bis in das 3. vorchristliche Jahrtausend zurückverfolgen. Bergbau bedeutet in diesem Zusammenhang jede Aktivität zur Gewinnung von Bodenschätzen. Neben den Eisen- und Buntmetallern sind es in der Eifel Hornstein und Steinkohle. Sie werden an dieser Stelle aber nur kurz genannt.

Feuerstein-Bergbau

Zu den bedeutenden vorgeschichtlichen Bergbaudenkmälern in der Nordeifel gehört der Lousberg bei Aachen. Dabei handelt es sich um das einzige bekannte jungsteinzeitliche Feuersteinbergwerk im Rheinland. Allerdings finden sich im niederländischen Limburg weitere derartige Bergwerksspuren. Der Lousberg erhebt sich als lang gestreckter Zeugenberg am nördlichen Rand des Aachener Stadtzentrums. Bei drei Ausgrabungskampagnen zwischen 1978 und 1980 konnten die neolithischen Abbau- und Verarbeitungstechniken erforscht werden. Alte Abbaue blieben nicht erhalten, sondern vor allem Abraumhalden, die aus zahlreichen Kreide-Kalksteinen, aus unbrauchbaren Feuersteinplatten sowie aus vollständigen oder zerbrochenen Halbfabrikaten von Beilklingen bestanden. Weiterhin lieferten die Untersuchungen zahlreiches Fundmaterial zu bergmännischem Abbaugerät, dem Gezähe. Darunter befanden sich Relikte von schwe-

ren Steinhämmern aus Felsgestein und Geräte aus Hirschgeweihen. Aus den gewonnenen Holzkohleproben ließ sich die Blüte des Feuersteinbergbaus in die Zeit von 3 000 – 2 500 v. Chr. datieren.

Erz-Bergbau

Untersuchungen von Volker Zedelius und Hartwig Löhr, die numismatische und archäologische Befunde in Zusammenhang mit dem Bergbau am Schlangenberg, Stolberg, setzen, erschließen den frühen, La-Tène-zeitlichen Blei-Zink-Abbau für das erste vorchristliche Jahrtausend durch hier ansässige keltische Volksgruppen.

Römerzeit

Seit den 1923 durchgeführten Grabungen von Max Schmidt-Burgk und den Untersuchungen von Harald von Petrikovits aus dem Jahre 1958 sind zum römischen Bergbau in der Nordeifel, anders als im Bergischen Land, keine umfangreicheren archäologischen Ausgrabungen hinzugekommen. Weitere Erkenntnisse und Beschreibungen zum römerzeitlichen Abbau beruhen in erster Linie auf Beobachtungen, die in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Wiederaufschwung des Bergbaus im 19. Jahrhundert stehen und sich in der Literatur finden. Zu nennen sind hier in erster Linie die preußischen Bergrevierbeschreibungen von Ende des 19. beziehungsweise Anfang des 20. Jahrhunderts oder auch Berichte der Bergbediensteten. Leider sind die dabei beschriebenen materiellen Hinterlassenschaften unwiederbringlich verloren, sodass nur die Möglichkeit bleibt, die beschriebenen Fundpunkte in den historischen Kontext zu setzen.

Die bekanntesten römischen Bergbaugebiete in der Germania inferior (Niedergermanien) sind die Galmeigruben (Zinkerz) im Stolberger Raum. Von den Römern wird der keltische Bergbau fortgeführt beziehungsweise wieder aufgenommen. August Voigt, der detailliert

über den älteren Bergbau berichtet, setzt den Beginn intensiver bergbaulicher Tätigkeit in die Zeit zwischen 74 und 77 n. Chr. Plinius der Ältere berichtet in seiner „*historia naturalis*“ (Lib. XXXIV, cap. 2) über einen erzartigen Stein, „der *cadmia* genannt wird ... und der kürzlich ... auch in der Provinz Germania entdeckt wurde“. Plinius verfasste diese Schrift 77 n. Chr. Allerdings findet dieser Hinweis in archäologischen Funden und Befunden keine unmittelbare Bestätigung.

Um ein genaueres Bild über den zeitlichen Ablauf des Galmei-Abbaus im Stolberger Raum zu gewinnen, sind weitere archäologische Befunde heranzuziehen. Das sind zunächst die leider bisher nur wenig untersuchten römischen „Gewerbesiedlungen“ bei Gressenich und Breinig. Die bisher durchgeführten Untersuchungen beschränken sich auf eine Notgrabung von A. Jürgens aus dem Jahre 1979/80, eine bodenchemische Untersuchung auf Messingverarbeitung 1992 und eine Ausgrabung mit Hausbefunden 2002 am Ortsrand von Gressenich. Im Siedlungsbereich aufgefundene Keramiken zeigen eine intensive Besiedlung bis Mitte des 4. Jahrhunderts. Die bereits vorher genannten, 1923 durchgeführten Grabungen von Max Schmidt-Burgk, bei denen eine sogenannte „Knappensiedlung“ im Bereich Breinig erschlossen wurde, bieten mangels ausreichender Dokumentation keine zufriedenstellende Grundlage. In diesem Zusammenhang ist auf die Forschungen zu den sogenannten Hemmoorer Eimern (Fundort westlich von Hamburg) hinzuweisen. Es wird vermutet, dass das verwendete Messing aus dem Stolberger Raum stammt. Die Ergebnisse dieser Forschungen können als ein Indiz für den vermutlichen Zeitraum eines intensiven Bergbaus gewertet werden.

Für die bekannten Bleierz-Lagerstätten zwischen Mechernich und Kall ist ebenfalls antiker Bergbau nachgewiesen. Hinzu kommen umfangreiche Siedlungsbefunde, die auf eine regelrechte Gewerbelandschaft hinweisen. Die meisten Funde datieren in das 19. Jahrhun-

dert, als in dieser Region noch aktiv Bergbau betrieben wurde. Schaffhausen berichtet 1868 über einen alten Stollen im Bleibergwerk zu Keldenich, in dem ein hölzerner Erztrog und römische Münzen gefunden wurden. Weiter berichtet er über im Tagebau Mechernich gefundene römische Steinbilder und eine Jupiterstatue, die aus einem alten Stollen stammen. Auf dem Kallmuther Berg existieren noch umfangreiche Pingen, Halden, Stollen und Schächte älterer Abbauphasen, die denen auf dem Schlangenberg ähnlich sind und teilweise noch aus römischer Zeit stammen könnten. In alten Halden aus ausgewaschenen Bleisanden fanden sich immer wieder römische Münzen.

Auch die Verhüttung von Blei ist nachgewiesen. Bei der Errichtung eines neuen Hauses in Kall wurde die römische Wasserleitung nach Köln angetroffen. Es konnte festgestellt werden, dass die Baugrubenverfüllung aus einem Material mit umfangreichen Schlackestücken bestand. Auch der 1934 vom Landesmuseum in Bonn angekaufte rechteckige Bleibarren mit eingeritztem Stempel LEG XVI wurde auf dem Gelände des Bleiberges bei Mechernich gefunden.

Im Zusammenhang mit der römischen Messingindustrie ist der rechtsrheinisch gelegene Kupfer-Abbau am Virneberg in Rheinbreitbach, südlich des Siebengebirges, interessant. Als Dokument für den römerzeitlichen Abbau sind die 500 Clupto-Münzen zu bewerten, die auf den Halden und in einem Stollen in einer 12 cm großen Urne gefunden wurden. Sie datieren in die Zeit Constantins des Großen (285 bis 337 n. Chr.). Nach August Voigt scheint ein wirtschaftlicher Zusammenhang mit dem Galmei-Abbau am Virneberg und den Messingwerkstätten in Gressenich zu bestehen. Begründen lässt sich dies mit der hervorragenden Qualität der Kupfervorkommen, den günstigen Verkehrsverhältnissen im 3. Jahrhundert in der Germania inferior und den nur kleinen Kupferlagerstätten bei Stolberg. Die bisher bekannten Lagerstätten zwischen Kornelimün-

ter und Hürtgenwald sowie in der weiteren Nordeifel erscheinen unzureichend, um den geschätzten Bedarf der Messingproduktion in Gressenich gedeckt zu haben.

Zahlreiche Funde und Befunde auf römischen Siedlungsplätzen weisen auf römerzeitlichen Eisenerz-Bergbau in fast allen Bereichen der Nordeifel hin, ohne das allerdings bisher ein römisches Bergwerk eindeutig nachgewiesen werden konnte. Als die wichtigsten Lagerstätten sind die Vorkommen im Bereich Kall-Golbach, im Weilerheck bei Marmagen, in Blankenheimerdorf, bei Bad Münstereifel-Iversheim, in dem Dorf Berg vor Nideggen und in Hürtgenwald zu nennen. Im Weilerheck befindet sich ein großes aufgelassenes Pingenfeld und in der unmittelbaren Nähe die Wüstung einer römischen Villa. Streufunde in diesem Gebiet weisen neben römischer Keramik auch zahlreiche Eisenerz-Brocken und Verhüttungsschlacken auf. Im Umfeld von Iversheim konnte Sölter bei einer Geländeuntersuchung mehrere römische villae rusticae und Erzabbau Spuren kartieren, die einen eindeutigen Siedlungszusammenhang aufweisen. Dieser Befund weist auf ein Besiedlungsschema in römischer Zeit hin. Er wurde durch die Untersuchungen von Petrikovits in Berg vor Nideggen bestätigt. Auf einer Fläche von 9 km² ließen sich bis zu zehn römische Gutshöfe und ca. 100 Schürfguben kartieren. In einer dieser Pingenhalden fand sich Brauneisenstein, auf der Sohle der Pinge römische Keramik. In einem der römischen Gutshöfe wurden kleinere Bleibarren gefunden.

Mittelalter/Frühneuzeit

Die benannten römischen Lagerstätten für den Eisenerz- und Buntmetallerz-Bergbau sind seit dem Mittelalter, vor allem im 18. und 19. Jahrhundert, wieder intensiv bebaut worden. Dieser jüngere Abbau hat die alten Bergbaurelikte zumeist überprägt, sodass nur in einzelnen Bereichen die alten Abbaueugnisse erhalten sind. Durch intensive Prospektionen in den 1980er- und 1990er-Jahren konnten die alten

Bergbaurelikte weitgehend inventarisiert werden. Ältere Untersuchungen, im Zusammenhang mit der mittelalterlichen Wüstungsforschung, weisen zahlreiche kleinere lokale Lagerstätten aus.

Bei den Eisenerz-Lagerstätten um Kall und Sötenich handelt es sich um Eisenmangankarbonat und Brauneisenstein, die lagerartig vorkommen. Die Lager sind oberhalb des Grundwasserspiegels oxidiert und erreichen eine Mächtigkeit von 6 – 35 m. Von den alten Abbauen sind große Pingenfelder erhalten geblieben, die sich auf den Höhen rund um Kall erstrecken. Allein in den Bergwerksfeldern Keldenicher Heide und Girzenberg hat das ehemalige Landesoberbergamt in Dortmund ca. 1 250 Einzelobjekte vermessen. Das Aussehen der Pingen, ihre Größe, ihr Umfang, ihr Durchmesser und ihr Erhaltungszustand ergeben erste Hinweise auf Funktion und Datierung solcher Anlagen (Abb. 46). Sie stammen überwiegend aus der Zeit vom Mittelalter bis in die frühe Neuzeit. Weitere Eisenerz-Vorkommen mit umfangreichen Bergbauspuren finden sich in den Eifel-Kalkmulden bei Schmidtheim, Blankenheim und Lommersdorf. Westlich von Lommersdorf liegt ein altes aufgelassenes Bergbaufeld, von dem aber nur noch wenige Relikte erhalten sind. Von den Aremberger Grafen ausgebeutet, gehörte es vom 16. bis 18. Jahrhundert zu den bedeutenden Eisenerz-Gruben und lieferte Erze für mehrere Hüttenwerke im Ahrtal. Bei Kreuzau-Kufferath liegt ein Eisenerz-Vorkommen im Buntsandstein, das vor allem im 18. und 19. Jahrhundert über Stollen abgebaut wurde. Im Gelände zeichnen sich heute noch Reste der Schürfgruben an der Oberfläche und die Halden der Lichtlöcher für den Wasserlösungsstollen als Hügel ab.

Relikte des alten Stollen- und Schachtbergbaus finden sich in den Bleierz-Lagerstätten bei Mechernich. Sie waren Gegenstand mehrerer archäologischer Untersuchungen und Prospektionen. In einem aufgelassenen Tagebau, dem Griesberg bei Kommern, sind mehrere alte Stollen und Schächte sowie große

Abbaukammern aufgeschlossen (Abb. 47). Die in der Südwand der ehemaligen Bleierz-Grube Gottessegen erhaltenen Befunde dokumentieren zeitlich sehr unterschiedliche Abbauphasen. Die erhaltene Form eines Stollenrestes ist leicht oval, seine Höhe beträgt 1,78 m bei einer Breite von 0,78 m an der Basis und 0,82 m in mittlerer Höhe. Die Bearbeitung erfolgte mit Schlägel und Eisen, wie gut erhaltene Bearbeitungsspuren zeigen. Die Reste eines Schachtes sind auf einer Länge von 5,25 m dokumentiert. Der Durchmesser beträgt ca. 1,3 m. Weitere Schacht- und Stollenreste finden sich in den Rändern des heute aufgelassenen Tagebaus Günnersdorf bei Mechernich. Sie sind dem ausgehenden Mittelalter beziehungsweise der Frühneuzeit zuzuordnen.

Abbaue des im 18. und 19. Jahrhundert erfolgten Kammerbruchbaus haben sich an der Nordwestwand des Tagebaus Günnersdorf erhalten. Der „Elefantenkopf“ ist der ehemalige Stützpfeiler einer solchen Abbaukammer. Hinter den vermauerten Öffnungen liegen noch mindestens elf Hohlräume. Vergleichbare Befunde von Schächten und Abbaukammern finden sich am Südwestende des Mechernicher Bleibergeres – an der Rabenley (Abb. 48) – und auf dem Kallmuther Berg. Neuzeitliche Abbaukammern sind vom Bergbaumuseum Mechernich aus zugänglich.

Abb. 46: Pingenfeld am Girzenberg (Gemeinde Kall, Kreis Euskirchen)

Abb. 47: Durch Tagebau überprägter alter Stollen (Mechernich-Kommern, Kreis Euskirchen)

Abb. 48: Unterirdischer Knottenerz-Bergbau auf der Rabenley (Mechernich-Scheven, Kreis Euskirchen)

Abb. 49: Querschlag im Besucherbergwerk Wohlfahrt (Hellenthal-Rescheid, Kreis Euskirchen)

Abb. 50: Schachtpinge des alten Steinkohlen-Bergbaus an der Wurm (Würselen, Kreis Aachen)



Frühneuezeitliche Stollen und Schächte konnten bei der Errichtung des Besucherbergwerkes Rescheid dokumentiert werden. Es erfolgte eine Befundaufnahme der obertägig noch sichtbaren Pingenzüge und der untertägigen alten Stollen, soweit sie begangen werden konnten (Abb. 49).

Steinkohlen-Bergbau

Zwischen dem Metallerg-Bergbau und dem Steinkohlen-Bergbau bestehen viele Parallelen. Für beide lassen sich mehrere Entwicklungsphasen festhalten. Ein erster Abbau in römischer Zeit wird durch Grabungsfunde von Steinkohlen in römischen Siedlungsplätzen des Hambacher Forstes dokumentiert. Die ersten schriftlichen Belege über den Steinkohlen-Abbau für den Aachener Raum erhalten wir 1133 aus den Jahrbüchern der Abtei Klosterrath.

Der älteste und primitivste Abbau erfolgte in den Tälern von Inde und Wurm an der nördlichen Mittelgebirgsabdachung auf die dort austretenden Kohlenflöze. Es wurden Gräben angesetzt und in der Mächtigkeit der Flöze das Tal hinauf aufgegraben. Später erfolgte der Abbau über einzelne Schächte, die wie beim Brunnenbau (daher der Name Pütt, vom lateinischen *puta* = Brunnen) kreisrund abgeteuft wurden. Mit der Anlage von Stollen aus den Tälern oder von den Bergseiten aus wurde das Wasser gelöst und es wurden größere Schachttiefen erreicht.

Zwischen Eschweiler und Stolberg liegt im Stadtwald ein ausgedehntes Bergwerksgelände des vorindustriellen Steinkohlen-Bergbaus. Schon die Tranchotkarte von 1805/07 belegt für dieses Gebiet zahlreiche Schächte und Pingen. Im gesamten aufgelassenen Bergbaugelände zeichnen sich die ehemals vorhandenen Grubenbaue durch unterschiedliche Geländemerkmale ab. Ehemalige Abraumhalden stellen sich heute an der Oberfläche als unregelmäßige Wälle dar. Alte Schürfgruben, die

heute durch Senken, und ehemalige Schächte, die heute durch trichterförmige Eintiefungen markiert sind, werden zusammenfassend als Pingen bezeichnet. Besonders markant ist die Vielfaltigkeit der Strukturen, die Ausdruck des hier umgegangenen, kleinräumigen Schachtbergbaus mit kleinen Pfahlwerken ist. Der vorindustrielle Steinkohlen-Abbau erfolgte hierbei bis zum Grundwasserspiegel über Reifenschächte. Vergleichbare Befunde sind im Wurmatal bei Herzogenrath und Würselen an den Talhängen erhalten (Abb. 50).

Metallverhüttung

Über die vorgeschichtliche und römerzeitliche Metallverhüttung liegen nur sehr begrenzt archäologische Informationen vor. Allerdings stehen den vergleichsweise wenigen römischen Fundstellen zum Bergbau zahlreiche Fundstellen der Metallverarbeitung gegenüber. Schwierigkeiten bereitet die Datierung von Schlackenhalde oder Schmelzplätzen. Ohne Keramikfunde, Holz- oder Holzkohlereste ist eine genaue zeitliche Ansprache gänzlich unmöglich. Von den bekannten Schlackenplätzen im Bereich Schmidtheim konnte in einer Halde römische Keramik gefunden werden. Andere Schlackenfunde stehen zumeist im Zusammenhang mit Siedlungsbefunden, sodass hier eher von einer Schmiede als von einem Schmelzofen gesprochen werden kann. Anfang der 1980er-Jahre konnten im Vorfeld des Wehebachtalsperrenbaus unter schwierigen Bedingungen mehrere römische Verhüttungsplätze dokumentiert werden. Die aufgefundene Keramik datierte die Hüttenplätze in das 1. bis 2. Jahrhundert n. Chr.

Auch Blei haben die Römer geschmolzen und daraus unter anderem Wasserleitungsrohre hergestellt. Allerdings besteht auch hier die Schwierigkeit, entsprechende Plätze archäologisch nachzuweisen. Die möglichen römerzeitlichen Bleischmelzen im Bleibachtal bei Meechernich dürften heute unter einer meterdi-

cken Schicht von Bleisanden der neuzeitlichen Aufbereitung liegen. Mögliche Schmelzöfen in der römischen Siedlung bei Mausbach-Gresenich sind bisher nicht ergraben, aufgefundene Bronzetrophen weisen auf Gusstiegel hin.

Genauere Kenntnisse über die Metallverhüttung der Eifel liegen erst seit dem Hochmittelalter vor. Im Zusammenhang mit dem Kloster Steinfeld beginnt ab dem 12. Jahrhundert eine intensive Eisenverarbeitung. In seiner Arbeit über die Wüstungsproblematik der Eifel hat Walter Janssen 1975 auf zahlreiche Verhüttungsplätze hingewiesen.

Hinweise zur früh- und hochmittelalterlichen Rennfeuer verhüttung liegen von 47 Fundplätzen vor. Diese Anzahl ist vergleichsweise gering, betrachtet man den gesamten Raum der Nordeifel, und weist auf ein Forschungsdefizit hin. Aufgrund der historischen Quellen nimmt die Kenntnis zur Eisenverarbeitung seit dem Spätmittelalter zu. Nach Peter Neu ist die Eisenindustrie des Schleidener Tales eine der ältesten der Eifel. Bereits im 12./13. Jahrhundert standen hier einzelne Eisen verarbeitende Betriebe. 1438 existierten hier fünf Hütten und vier Hammerwerke, die heute alle wüstgefallen sind oder durch moderne Industrieanlagen überlagert werden. Neben dem Oleftal sind das Urfttal, die Täler der oberen Ahr und der Kyll zu nennen. In Kall und Gemünd entstanden seit dem 17. Jahrhundert weitere Zentren. Insgesamt lassen sich für diese Zeit im Oleftal und im Urfttal mehr als 18 Hütten- und Hammerwerke nachweisen.

Weitere frühe „Industriestandorte“ sind das Vichttal und das Wehebachtal. Seit dem 15. Jahrhundert existierte eine ausgedehnte Eisenindustrie, die durch den Herzog von Jülich gefördert wurde. Neben dem Ort Mulartshütte gab es vor allem nördlich von Zweifall seit dem 16. Jahrhundert zahlreiche Eisenwerke.

Auf der Grundlage des vorhandenen Galmeis entwickelte sich im Stolberger Raum eine Messingproduktion, die im 17./18. Jahrhundert ihre Blütezeit erlebte. Hervorgegangen aus der Eisenindustrie und in Konkurrenz zu Aachen, besaß der Ort 1648 etwa 65 Kupferöfen, die jährlich rund 975 t Messing erzeugten. Das Kupfer wurde aus dem Mansfelder Revier (Sachsen-Anhalt) und Skandinavien importiert. Informationen zu den zahlreichen alten Kupferhütten und anderen Industriebetrieben können heute nur noch durch archäologische Grabungen erschlossen werden. 1990 wurden bei einer Untersuchung in Mulartshütte Ofenreste und Schlacken einer Nagelschmiede dokumentiert.

Trotz der zahlreichen montanarchäologischen Fundplätze fehlt ein geschlossenes Bild zum Eisenerz- und Buntmetallerz-Bergbau in der nördlichen Eifel der letzten zwei Jahrtausende. Vergleichbares gilt auch für den Verhüttungsbereich. Die Gründe hierfür liegen in den wenigen archäologischen Untersuchungen und der fehlenden flächendeckenden Prospektion. Die großen geschlossenen Waldgebiete tun das Ihrige dazu, die Zugänglichkeit zu solchen Fundplätzen zu erschweren.

Die Eifel-Wasserleitung – antike Wasserversorgung und mittelalterlicher Steinbruch

Klaus Grewe

Die Kalkmulden der Nordeifel sind reich an Grundwasser, das dort in zahlreichen, meist stark schüttenden Karstquellen zutage tritt. Diese Gunst der Natur war während der römischen Antike die Grundlage für eine sehr anspruchsvolle ingenieurtechnische Leistung: die Eifel-Wasserleitung. Die römische Bevölkerung der Ubierstadt Köln kannte aus dem Mittelmeerraum eine aufwendig organisierte Versorgung mit qualitativ einwandfreiem Trinkwasser unter anderem für die luxuriöse Badekultur in den Thermen der Städte. Daher war schon ab ca. 30 n. Chr. das Oppidum Ubiorum,

das frührömische Köln, durch eine mehrere Kilometer lange Fernwasserleitung von Quellen im Hang des Vorgebirges, einem Abschnitt des Ville-Höhenzuges, versorgt worden (Abb. 51). Diese Wasserversorgung konnte aber auf die Dauer die Mengen- und Qualitätsansprüche nicht befriedigen. Nachdem Köln 80/90 n. Chr. Hauptstadt der neu eingerichteten Provinz Niedergermanien (*Germania inferior*) geworden war, orientierte man sich in der Wasserversorgung gänzlich neu und baute den fast 100 km langen „Römerkanal“ in die Eifel.

Die großen Wasserleitungen der römischen Zeit waren zumeist aus Stein gebaut. Es gab zwar auch Leitungen aus Tonrohren, zum Beispiel in Straßburg, und aus Holz- und Bleirohren, aber Letztere wurden meist nur in ein städtisches Versorgungsnetz installiert. So kann als typische Bauweise einer Fernwasserleitung der Freispiegelkanal gelten. Dieser schmiegt sich mit seinem Verlauf an das vorgegebene Geländeerelief an; das Wasser folgt also einer natürlichen Gefällelinie talwärts. Der U-förmige Querschnitt des Kanals ist entweder aus Beton (*Opus caementicium*) gegossen oder aus Stein gemauert.

In Deutschland gab es größere derartige Leitungen beispielsweise für die Versorgung der römischen Siedlungsplätze in Mainz, Trier, Bonn, Xanten und Köln. Besonders das römische Köln fällt in dieser Liste etwas aus dem Rahmen, denn für ihre *Colonia Claudia Ara Agrippinensium* (CCAA) haben die Römer eine Trasse verwirklicht, die mit 95,4 km Länge zu den längsten überhaupt gebauten Leitungen gehört. Sie wird nur von denen für Karthago und Istanbul um einige Kilometer übertroffen.

Abb. 51: Die Wasserleitungen für das römische Köln, Übersichtskarte



Die Quellen

Für die Wasserleitung nach Köln waren insgesamt vier Quellfassungen angelegt worden. Sie befinden sich in der Nordeifel, geologisch gesehen im zentralen Teil der Sötenicher Kalkmulde, südlich von Mechernich, rund 50 km Luftlinie von Köln entfernt. Die dortigen Kalk- und Dolomitgesteine aus der Devon-Zeit sind stark geklüftet und auch verkarstet, sodass versickertes Oberflächenwasser sehr schnell und in großen Mengen in Quellen wieder zutage tritt. Der Ursprung aus kalkig-dolomitischen Gesteinen bringt es mit sich, dass auch das Wasser einen relativ hohen Kalkgehalt hat (Abb. 52).

Die römischen Wasserbauingenieure haben alle größeren Quellen gefasst und so den größten Teil des Grundwasserdargebots der Kalkmulde für ihre Wasserleitung nach Köln genutzt. Es sind im Einzelnen die Quelle Grüner Pütz im Urfttal nordwestlich von Nettersheim, die Quelle Klausbrunnen bei Kallmuth, Quellen im Urfeyer Tal und schließlich die Quellen an den Hauser Benden südlich von Eiserfey (Abb. 51). Die Fassungen waren entweder als Sickergalerien angelegt oder sie reichten bis in die Grundwasser führenden Gesteinsschichten. Zum Teil aufwendige Bauten, sogenannte Brunnenstuben, haben die Austrittspunkte des Grundwassers vor Verunreinigungen geschützt.

Einige Quellfassungen sind heute noch zugänglich. So sind zum Beispiel der Grüne Pütz und der Klausbrunnen (Abb. 53) liebevoll restauriert worden. Im Quellbereich der Hauser Benden wird heute das austretende Grundwasser der römischen Leitung entnommen und für die Wasserversorgung genutzt. Auch im Urfeyer Tal besteht eine Überleitung in das moderne Rohrnetz. Der Klausbrunnen ist durch den Einfluss des Mechernicher Bleierz-Abbaus im Jahr 1948 versiegt.

Von allen Quellbezirken hatte und hat der an den Hauser Benden die größte Schüttungsmenge. Sie liegt größenordnungsmäßig bei mehreren tausend Kubikmetern pro Tag. Nur

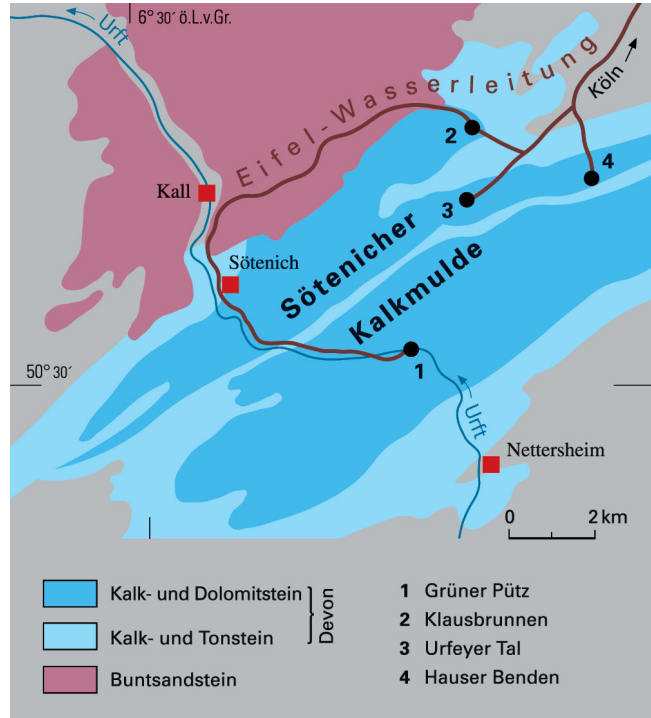


Abb. 52: Quellbezirke der Eifel-Wasserleitung in der Sötenicher Kalkmulde

wenig geringer ist die Ergiebigkeit der Quellen im Urfeyer Tal. Insgesamt ist die Schüttung der vier Quellbezirke auf 20 000 m³ pro Tag errechnet worden.

Abb. 53: Brunnenstube Klausbrunnen bei Mechernich-Kallmuth



So war allein durch die Schüttungsmengen der in der Eifel genutzten Quellen der Aufwand, den der Bau einer fast 100 km langen Leitung erforderte, gerechtfertigt. Täglich wurden durch den „Römerkanal“ bis zu 20 Mio. l Wasser nach Köln geführt, womit den Kölner Römern pro Kopf und Tag etwa 1 200 l Wasser zur Verfügung gestanden haben; das ist immerhin rund die achtfache Menge von dem, was die modernen Kölner täglich verbrauchen.

Die Trasse

Die Diskrepanz von 95,4 km ausgebauter Trassenlänge gegenüber einer Luftlinie von „nur“ 50 km liegt an dem zu bewältigenden Gelände, das im Falle der Kölner Leitung als besonders schwierig bezeichnet werden muss.

Eine dieser Schwierigkeiten lag in der Überwindung der Wasserscheide zwischen Urft und Erft und damit letztendlich zwischen Maas und Rhein. Um das Wasser der Quelle Grüner Pütz bei Nettersheim aus dem Urfttal heraus in das Einzugsgebiet des Rheins zu führen, war eine vorsichtige Trassenplanung mit möglichst schwachem Gefälle in das Gelände zu übertragen, denn nur an einer einzigen Stelle war es möglich, diese Wasserscheide zu überwinden. Dass an derselben Stelle die im 19. Jahrhundert gebaute Eisenbahnlinie Köln – Trier über die Wasserscheide geführt worden ist, macht die qualitätsvolle Arbeit der römischen Ingenieure deutlich, die bei ihren Trassierungen ohne die Kartenunterlagen der modernen Planer auskommen mussten. Das größte Geländehindernis im Gesamtverlauf der Eifel-Wasserleitung war allerdings der Nord – Süd verlaufende Höhenrücken der Ville. Wie ein riesiger Riegel schiebt er sich quer in die Luftlinie zwischen dem Quell- und dem Versorgungsgebiet. Seine Höhe von ca. + 170 m NN im südlichen Teil bestimmte die gesamte Trassenplanung in der Voreifel und dem Gebirgsland der Eifel selbst.

Von Köln aus betrachtet, steigt das Vorgebirge 100 m hoch an, um auf seiner Westseite wie-

derum um 50 m abzufallen, und zwar zum weiten Tal der Erft hin, die sich hier mit dem Swistbach vereinigt. Der Anstieg von der Erft zu den Eifelquellen macht zwar noch einmal 300 m aus, hier werden allerdings keine größeren Geländeschwierigkeiten offenkundig – von der zuvor erwähnten Wasserscheide und einigen lokalen Problemen einmal abgesehen.

In Verlaufsrichtung der Wasserleitung bildet das Vorgebirge also einen 50 m hohen Sperrriegel. Wäre die Wasserleitung im Verlauf der Luftlinie gebaut worden, so hätte man zur Überwindung des Swistbachtals eine mehrere Kilometer lange und bis zu 50 m hohe Aquäduktbrücke oder eine Druckleitungsstrecke mit entsprechenden Dimensionen errichten müssen, um den Villerücken zu überqueren.

Die Römer haben sich vor der Swistniederung für eine andere Lösung entschieden, die sicherlich einfacher zu bauen und auch kostengünstiger durchzuführen war: In einer ostwärts

Abb. 54: Aquäduktbrücke bei Mechernich-Vussem



geführten Trassenschleife, die den Leitungsverlauf allerdings um rund 20 km verlängerte, haben sie das Swistbachtal in einem weiten Bogen ausgefahren. Diese Umgehung wurde so weit wie nötig geführt, um den Höhenausgleich zum Villerücken zu erreichen – wobei sie immer darauf achteten, genügend Gefälle für das Fließen des Wassers zu behalten.

Im Scheitel dieses großen Trassenbogens wurde zur Überquerung des Swistbaches nordwestlich von Meckenheim eine Aquäduktbrücke errichtet (Abb. 51), die sicherlich zu den Großbauwerken im Zuge von Aquädukten gerechnet werden kann: Zwar nur rund 11 m hoch über der Talsohle, erreichte die Brücke mit knapp 300 Bogenstellungen eine Länge von 1 400 m. Von dem Bauwerk ist heute, abgesehen von einem niedrigen Schuttstreifen, nichts mehr erhalten.

Wenn im Verlauf der Kölner Leitung solch beeindruckende Bauwerke wie der Pont du Gard (Frankreich) mit seinen 50 m Höhe fehlen, so liegt das ganz sicher nicht an mangelndem technischem Können der frühen Kölner Ingenieure, sondern ganz einfach an den Erfordernissen, die durch die Lage der Quellen zur Stadt und durch die Form der zu durchfahrenden Landschaft gestellt waren. Neben zwei großen Aquäduktbrücken über die Erft (550 m lang) und den Swistbach waren unzählige kleinere Brücken und Brückchen zur Überquerung von Bächen und Seitentälern erforderlich. Eine dieser kleineren Brücken, mit einer Länge von 7,3 m und einer Durchlassweite von 1,12 m, konnte 1981 bei Mechernich komplett erhalten ausgegraben werden. Sie musste nach ihrer Dokumentation allerdings zunächst wieder abgedeckt werden, ist seit 2009 aber erneut freigelegt und mit einem Schutzbau überdacht worden. Weithin sichtbares Beispiel einer teilweise rekonstruierten Aquäduktbrücke ist das 11 m hoch aufragende Bauwerk von Vussem südlich von Mechernich (Abb. 54).

Das Kanalbauwerk selbst hat einen Aufbau, der fast auf der gesamten Länge der Trasse mehr oder weniger gleichmäßig ausgeführt



Abb. 55: Durchlass unter der Eifel-Wasserleitung bei Urft-Dalbenden

worden ist: In einem Baugraben wurde zuunterst eine Sticking (Packlage) aus Bruchsteinen gesetzt, worauf die Sohle aus *Opus caementicium* (Beton) gegossen wurde. Dann brachte man für die Errichtung der Seitenwangen entweder eine Holzschalung ein oder man mauerte aus handlichen Quadersteinen eine „verlorene“ Schalung auf. In beiden Fällen wurde der Raum zwischen Schalung und Baugrubenwand mit Beton ausgegossen.

Im bergigen Gebiet des Trassenverlaufs wurde als zusätzliches Element auf der Bergseite des Kanals eine Drainage aus losen Steinen eingebracht, durch die später das Oberflächenwasser seitlich vom Bauwerk bis zu einem Drainagekanälchen in Höhe der Sticking durchsickerte und auf diese Weise keinesfalls in die Leitung eindringen konnte. Einen Durchlass für Hangwasser unter dem Kanal bei Urft-Dalbenden zeigt Abbildung 55.



Abb. 56: Sammelbecken zweier Leitungsstränge in Mechernich-Eiserfey

Abb. 57: Abbruch der Eifel-Wasserleitung in mittelalterlicher Wiederverwendung: Burg Münchhausen bei Wachtberg-Adendorf



Um dem Gerinne Dichtigkeit zu verleihen, wurde es auf der Sohle und an den Wangen mit einer Schicht hydraulischen Putzes (*Opus signinum*) verkleidet, den man in den unteren Ecken zu einem Viertelstab ausformte, um diese bruchgefährdeten Stellen besonders vor Rissen zu schützen. Die hydraulische Wirkung dieses Verputzes, die in Italien durch die Beimengung von Puzzolanerde (Vulkanasche aus der Gegend von Pozzuoli) zum Mörtel erreicht wurde, erzielte man in unseren Breiten durch gemahlene Tuff aus der Mayener Gegend oder – so etwa im Falle der Eifel-Wasserleitung – durch Zuschlag von zerstoßenen Ziegelsteinen. Das ist auch der Grund für die rötliche Färbung ihrer Innenflächen in verschiedenen Trassenabschnitten.

Nach Fertigstellung der Wangen wurde ein Lehrgerüst in Form eines Halbkreises aufgesetzt, das die Oberkanten der Wangen als Schultern benutzte. Darauf wurde dann unter reichlicher Verwendung von Mörtel das Gewölbe gesetzt, ehe der Kanal zwecks Frostsicherung mit einer etwa 1 m starken Lage Erdrich abgedeckt wurde. In unterschiedlichen Abständen, deren Länge von der Problematik des durchfahrenen Geländes abhing, hat man auch Einstiegsschächte für Revisionszwecke und Reparaturarbeiten eingebaut.

Neben den Quellfassungen und den Brücken waren auch im Verlauf der Kölner Leitungen einige Kleinbauwerke erforderlich, die nicht unerwähnt bleiben sollen. Hierzu gehören Sammelbecken in Eiserfey, in denen das Wasser zweier Leitungsstränge vereinigt wurde (Abb. 56), Absetzbecken zur Klärung des Wassers und Tosbecken zur Ausgleichung von Höhendifferenzen, die in der Nahtstelle von zwei Bauabschnitten auftreten konnten. Die Existenz eines Wasserschlosses (*Castellum divisorium*) kann aufgrund der archäologischen Befundlage im Endpunkt der Leitung angenommen werden. Es war vermutlich in einem der Türme der Kölner Stadtmauer untergebracht.

Von hier aus wurde das Wasser, wie in anderen antiken Städten auch (z. B. Pompeji), in ei-

nem Druckleitungsnetz aus Bleirohren über das Stadtgebiet verteilt. Dabei wurden dann sowohl die öffentlichen Brunnen und Thermen als auch verschiedene Privatanschlüsse versorgt. Im Falle Kölns ist dieses Rohrnetz allerdings das Opfer mittelalterlicher „Bleigewinnung“ geworden.

Auch die steinerne Wasserleitung selbst, besonders die oberirdischen Brückenbauwerke, sind über weite Streckenabschnitte ein Opfer des Mittelalters geworden. Zum Beispiel wurde Burg Münchhausen bei Wachtberg-Adendorf (Abb. 57) unter anderem auch aus Steinen der Wasserleitung gebaut. Aber nicht nur das Mauerwerk oder Betonteile der Wasserleitung waren Ziel dieser Steinbruchtätigkeit, sondern in ganz besonderem Maße auch die bis zu 30 cm starken Kalksinterablagerungen.

Heute begleitet der ca. 115 km lange Römerkanal-Wanderweg die Eifel-Wasserleitung von Nettersheim über Kall, Rheinbach und Hürth nach Köln-Sülz. Entlang des Weges informieren Schautafeln über den Bau der Wasserleitung und lokale Besonderheiten.

Der Steinbruch „Römerkanal“

Rund 190 Jahre war die römische Wasserleitung aus der Eifel nach Köln in Betrieb. Vieles deutet darauf hin, dass beim fränkischen Großangriff auf das römische Rheinland in der zweiten Hälfte des 3. Jahrhunderts auch die Eifel-Wasserleitung zerstört worden ist. Damit war eine beeindruckende Epoche der Technikgeschichte zu Ende. Bemerkenswerterweise ist diese großartige Versorgungseinrichtung auch nach einer Neukonsolidierung der römischen Herrschaft in der Spätantike nicht wieder in Betrieb genommen worden. Die Stadt versorgte sich ab dem Ende des 3. Jahrhunderts n. Chr. aus Brunnen – in eingeschränktem Maße möglicherweise auch aus den reaktivierten Vorgebirgsleitungen – und überließ die Eifel-Wasserleitung dem Verfall.

Insgesamt betrachtet wäre dieses Leitungssystem ohnehin nicht auf ewig in Betrieb zu halten gewesen. Ein chemischer Vorgang, den jeder bei der Nutzung kalkhaltigen Wassers selbst heute noch zwangsläufig kennen lernen muss, hätte auf weite Sicht erst zum Nachlassen, dann zum vollständigen Versiegen der Wassertransportleistung führen müssen: die Verkalkung des Leitungsgerinnes. Der über 190 Jahre währende stetige Betrieb der Leitung hatte bereits dazu geführt, dass im Mittellauf der Trasse – im Streckenabschnitt zwischen Mechernich und der Erft – die Kalkablagerung auf eine Stärke von 30 cm angewachsen war. Dabei war nicht nur die benetzte Sohle um diesen Betrag emporgewachsen, sondern in gleichem Maße auch der obere Rand der Kalkablagerung an den beiden Seitenwangen höher geraten.

Abb. 58: Leitungsaufschluss mit 30 cm starken Kalksinterablagerungen bei Euskirchen-Kreuzweingarten



Die Überlegungen zur Entstehung des Kalksinters in Wasserleitungen führen sogleich zu der Frage, ob es sich denn bei den schon mit bloßem Auge sichtbaren Schichtungen möglicherweise um periodische Ablagerungen handelt, die ihren Ursprung etwa in jahreszeitlich bedingten Schwankungen haben. Dieser Frage wurde in verschiedenen Laboruntersuchungen nachgegangen und sie kann nunmehr eindeutig bejaht werden.

Ähnlich wie die Kalkabscheidung in Haushaltsgeräten ist auch die Kalksinterbildung in einer dem Gefälle folgenden Wasserleitung zu erklären: Sämtliche für die Speisung der Eifel-Wasserleitung genutzten Quellen liefern ein kalkhaltiges Grundwasser. Beim Übertritt des Wassers aus dem stark kohlendioxidhaltigen Kluftraum des Grundwasserleiters in die Atmosphäre entsteht ein Ungleichgewicht im

Verhältnis von Kalziumhydrogenkarbonat zum Kohlendioxid: Das Wasser ist im Kontakt mit der freien Atmosphäre kalkübersättigt. Es wird nun so viel Kalk aus dem Wasser ausfallen, dass sich der für die neue Umgebung richtige Sättigungsgrad einstellt. Dieser Vorgang geht nicht abrupt vor sich, sondern es dauert einige Zeit, bis sich die neue Sättigung eingestellt hat, wobei die Temperatur und die Fließgeschwindigkeit die Art und das Ausmaß der Kalkausfällung beeinflussen. Schon geringe Veränderungen der Wassertemperatur oder des Gefälles der Leitungssohle wirken sich in der Stärke der Ablagerung aus und führen zu dem bekannten schichtigen Aufbau des Kalksinters. Im Falle der Eifel-Wasserleitung wuchsen die Ablagerungen bis zu einer Stärke von 30 cm an (Abb. 58) – und nur in der Eifel entstand ein Kalksinter, dessen Qualität einem Marmor gleichkommt (s. Abb. 59).

Abb. 59: Säule aus Aquädukt-Marmor in der Stiftskirche St. Chrysanthus und Daria in Bad Münstereifel



Einer der Gründe für den mannigfachen Abbau des Kalksinters der Eifel-Wasserleitung lag darin, dass im hohen Mittelalter die Verkehrswege über die Alpen zu den großen Marmorbrüchen in Italien nicht mehr für Schwerttransporte zu nutzen waren. Da war es einfacher, die Ressourcen der näheren Umgebung zu nutzen. Und schon Karl der Große hat einen Landtausch vornehmen lassen, um ein Grundstück im Verlauf der Eifel-Wasserleitung in seinen Besitz zu bekommen. Hier ließ er den Kalksinter zur Ausschmückung seiner Pfalzkapelle in Aachen brechen. In großem Stil erfolgte der Abbau zwischen dem 11. und dem 13. Jahrhundert, eben zu jener Zeit, in der beispielsweise in Köln mehr als ein Dutzend romanischer Kirchen aus dem Boden wuchsen. Es wird dort in dieser Zeit keine Kirche gegeben haben, in welcher der Kalksinter nicht verbaut worden ist. Im Laufe der Jahrhunderte sind aber viele dieser Werkstücke zerstört worden oder abhanden gekommen. Es gibt auch eine Reihe von Beispielen, wo Bauteile aus Kalksinter übertüncht worden sind oder im Außenbereich so stark verwitterten, dass sie als solche zunächst nicht zu erkennen sind.

Prachtvolle Beispiele der Nutzung von Aquädukt-Marmor – wie dieser Kalksinter auch genannt wird – in Kölner Kirchen sind Säulen in St. Cäcilien, St. Georg, St. Maria Lyskirchen sowie in St. Nikolaus (Köln-Dünnwald). Der begrenzten Sinterdicke von maximal 30 cm entsprechend, sind es in der Regel kleine Säulen, deren Länge 1 m nur wenig übersteigt. Grabplatten aus Eifel-Kalksinter wurden in einem Vorgängerbau des Kölner Doms und in St. Michael in Köln-Porz-Niederzündorf gefunden. Profane Verwendung fand er auch im mittelalterlichen Rathausbau von Köln.

Außerhalb Kölns findet man Bauwerke mit Aquädukt-Marmor natürlich in der näheren Umgebung des Gewinnungsgebietes. Zahlreiche Kirchen der Nordeifel (u. a. Stiftskirche in Bad Münstereifel, Abb. 59, und Maria Laach, Abb. 60) und des Gebietes zwischen Rhein und Maas weisen noch heute Werkstücke aus diesem seltenen Material auf. Man findet den Sinter aber auch in den Kirchen der Städte entlang der alten Land- und Wasserhandelswege. Essen, Soest, Hildesheim, Paderborn und Helmstedt sind beispielsweise beiderseits des Hellwegs vom Rhein zur Weser zu nennen. In vielen Kirchen der Niederlande, ohnehin aus Andernacher Tuffstein gebaut, finden sich heute noch Säulen aus Kölner Aquädukt-Marmor.

Auch in einigen großen Burgen Deutschlands ist das Material verbaut worden. Bei Führungen auf der Wartburg werden die Besucher mit Sicherheit auf die Herkunft von rund 25 noch erhaltenen Sintersäulen hingewiesen. Von den auf Burg Trifels oberhalb von Annweiler/Pfalz verbauten Sintersäulen ist noch ein Exemplar erhalten und heute im Museum der Pfalz in Speyer ausgestellt. Und für den Wiederaufbau der Burg Dankwarderode in Braunschweig wurde Ende des vorigen Jahrhunderts sogar noch einmal Sinter in der Eifel gebrochen.

Wegen der außergewöhnlichen Entfernung vom Ursprungsgebiet sind die Sinterfunde in Canterbury, Roskilde und Dalby von Interesse. In Canterbury (England) findet sich eine kleine Altarplatte aus diesem Material. Im Dom von



Abb. 60: Aus Kalksinter wird Aquädukt-Marmor: die beiden vorderen Säulen des Baldachins über dem Hochaltar von Maria Laach

Roskilde (Dänemark) sind die Grabkammern für Königin Estrid, König Svend und Bischof Wilhelm im Jahre 1225 mit Sinterplatten verschlossen worden, die vorher schon an anderer Stelle im Dom als Grabplatten verwendet worden waren. Und selbst in der kleinen Heiligkreuz-Kirche in Dalby (Schweden) ist heute noch eine Säule aus Aquädukt-Marmor zu finden.

Die weite Verbreitung des Kalksintermaterials bis in das nördliche Europa zeugt von der außergewöhnlichen Beliebtheit dieses Schmucksteins im Mittelalter. „Ein Marmor, der unter den Marmoren Europas durch seine mannigfaltige Farbigkeit herausragt“, schreibt schon der Kölner Geschichtsschreiber Ägidius Gelenius in seinem 1645 erschienenen Werk „De Magnitudine Coloniae Claudia Agrippinensis“ voller Bewunderung.

Lagerstätten

Die in der Vergangenheit intensiv genutzten Lagerstätten von Erzen und Steinkohlen, die ehemals wichtige Impulse für die strukturelle Entwicklung der Nordeifel gaben, sind heute nur noch von historischem Interesse. Lediglich die Lagerstätten der Steine und Erden besitzen derzeit eine wirtschaftliche Bedeutung.

Viele interessante Einzelheiten über den historischen Bergbau, auch über den neolithischen Feuerstein-Abbau am Lousberg bei Aachen, werden im Kapitel „Montanarchäologie“ unter historischen Aspekten beschrieben.

Steinkohle

Von den vier linksrheinischen Steinkohlenrevieren Niederrhein, Erkelenz, Wurm- und Inde-Revier können die beiden Letztgenannten noch der Nordeifel im weiteren Sinne zugeordnet werden. Das Inde-Revier erstreckte sich im Verlauf der gleichnamigen Inde-Mulde im nördlichen Venn-Vorland zwischen Kornelimünster und Eschweiler. Als Teil des variszischen Faltenbaus enthält die Großstruktur Inde-Mulde über den Schichten des Kohlenkalks eine flözführende oberkarbonische Schichtenfolge, die bis in das Westfal A reicht (s. S. 39, Tab. 3). Der Steinkohlen-Abbau konzentrierte sich auf zwei flözreiche Abschnitte in Schichten des Westfals A. Den unteren Abschnitt bilden die etwa 100 m mächtigen, sogenannten „Außenwerke“ mit fünf Flözen zwischen 26 und 72 cm Dicke und einem Inkohlungsgrad von 9 – 12 % flüchtigen Bestandteilen (Magerkohle). Sie sind überwiegend in der Mitte des 19. Jahrhunderts abgebaut worden. Der obere Abschnitt wird von den 250 bis 300 m mächtigen „Binnenwerken“ aufgebaut, die insgesamt 34 Flöze enthalten. Davon sind 13 Flöze – mit einer durchschnittlichen Dicke von 90 cm – abgebaut worden. Nach dem Inkohlungsgrad von 19 – 28 % flüchtigen Be-

standteilen handelte es sich um Fettkohlen. Der Steinkohlen-Abbau im Inde-Revier – zuletzt auf die Grube Eschweiler-Reserve beschränkt – fand schon 1944 sein Ende und konzentrierte sich danach auf das Wurm-Revier.

Schon außerhalb des Gebirgslandes erstreckt sich nördlich der Aachener Antiklinale das Wurm-Revier. Seine oberkarbonische Schichtenfolge ist zum größten Teil unter den jungen Lockersedimenten der Niederrheinischen Bucht verborgen. Nur südlich von Herzogenrath ist im Wurmatal die Lagerstätte auch über Tage aufgeschlossen. Sie setzt sich nach Westen im Südlimburger Revier der angrenzenden Niederlande fort. Bis 1992 wurden, zuletzt auf der Grube Emil Mayrisch in Siersdorf, Flöze der Kohlscheid-Schichten (Westfal A) – entsprechend den Bochum-Schichten des Ruhrgebiets – und der Alsdorf-Schichten (Westfal B) – entsprechend den Essen-Schichten – abgebaut.

Erze

Die stark geklüfteten devon- und karbonzeitlichen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges sind die Domäne der gangförmigen Erzlagerstätten der Buntmetalle Blei, Zink und Kupfer. Diese sind weit verbreitet und es gibt kaum eine Gegend der Nordeifel, wo nicht in alter Zeit Erzvorkommen in Stollen und Schürfgruben zumindest untersucht worden sind.

Es ist eine Besonderheit der Nordeifel, dass auch so relativ junge Gesteine wie die des Buntsandsteins von Blei- und Zinkvererzungen betroffen sind.

Sedimentäre Lagerstätten des Eisens oder solche, die durch Verwitterungseinflüsse entstanden sind, treten gegenüber den Buntmetall-Lagerstätten ganz in den Hintergrund. Bemerkenswert sind alluviale Goldvorkommen

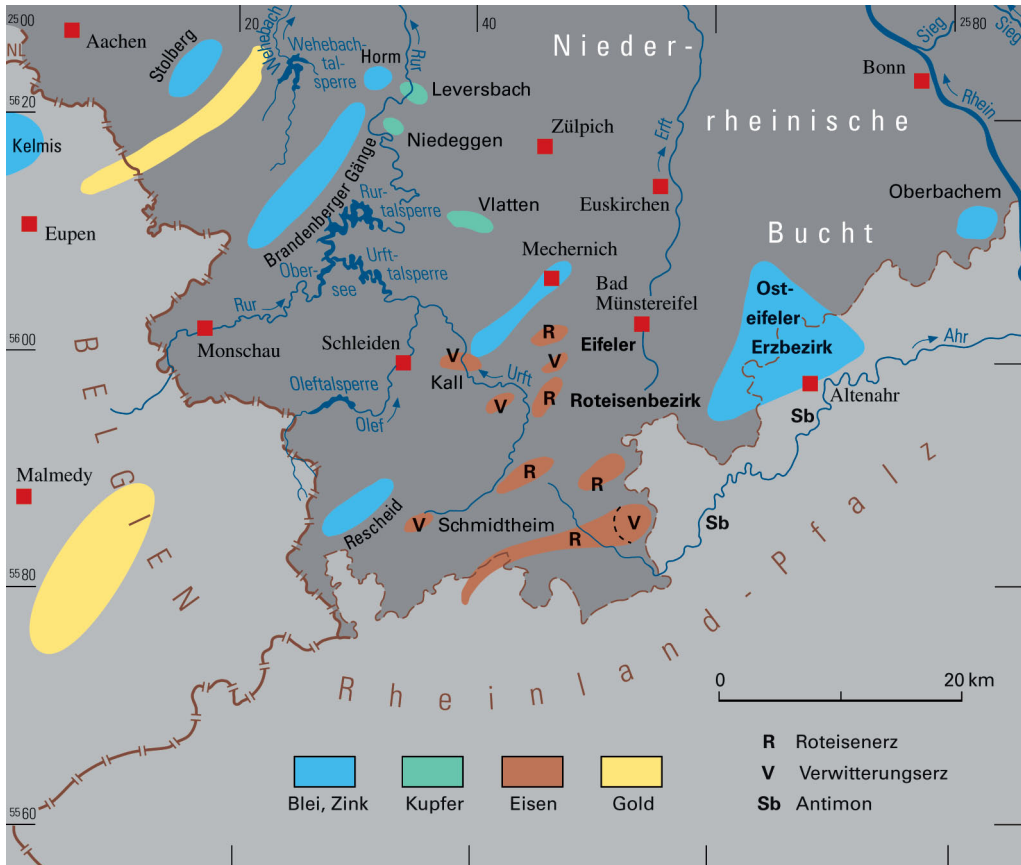


Abb. 61: Erzprovinzen in der Nordeifel

im Bereich des Hohen Venns. Die verschiedenen Erzprovinzen der Nordeifel zeigt Abbildung 61.

Buntmetalle

Das Aachen-Stolberger Revier zeichnet sich durch seine gangförmigen Blei-Zink-Vererzungen aus. Ihr Metallgehalt stammt von aufsteigenden wässrig-heißen (hydrothermalen) Lösungen aus dem Erdinneren. Die sulfidischen Erze haben sich entlang von Nordwest – Südost verlaufenden Querstörungen in spaltenförmigen Hohlräumen der paläozoischen Nebengesteine abgesetzt. Bauwürdige Mineralvorkommen sind vor allem dort ent-

standen, wo die Erzgänge den Massenkalk (Devon) oder den Kohlenkalk (Karbon) durchschlagen haben. Bevorzugt dort bildete sich konzentrisch abgeschiedene Schalenblende (Abb. 62) aus Lagen von Zinkblende, Bleiglanz und Schwefelkies. Diese Primärerze wurden in den Gruben Altenberg (Kelmis), Herrenberg, Breiniger Berg, Albertsgrube, Büsbacher Berg sowie Diepenlinchen abgebaut und unter anderem in der Stolberger Zinkhütte verarbeitet. Oberflächennah sind die Sulfidzrörper zu „Galmei“, einem Gemenge überwiegend karbonatischer Zink-Sekundärminerale, verwittert. Die Galmeilagerstätten sind montanhistorisch besonders wichtig gewesen. Lange bevor Zink als metallisches Element bekannt oder herstellbar war, konnte durch die Verhüttung

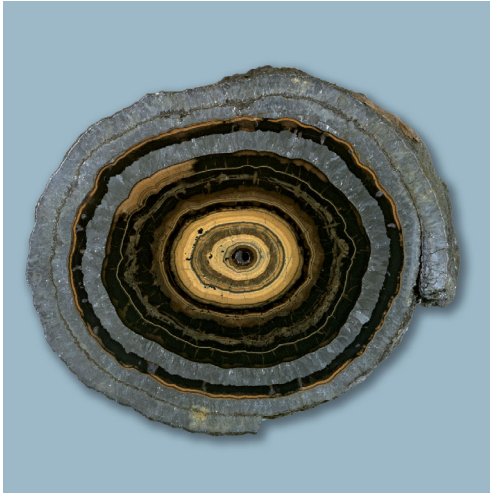


Abb. 62: Zinkerz in Form von Schalenblende; innen helle und dunkle Zinkblendelagen, außen mehrere Lagen von Schwefelkies (Grube Diepenlinchen, Stolberg), Sammlung Inst. f. Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen

von Galmei zusammen mit Kupfer die Legierung Messing hergestellt werden.

Andere hydrothermale Bleierz-Vorkommen sind gangförmig an Diagonal- und Querstörungen in den Unterdevon-Schichten südlich der Venn-Antiklinale gebunden. Es werden dort zwei etwa Südwest – Nordost verlaufende Zonen mit Gangvererzungen unterschieden. In den Brandenberger Gängen sind mehrere Bleiglanz und Siderit führende Vererzungen zusammengefasst worden. Sie sind schon im 19. Jahrhundert untersucht beziehungsweise abgebaut worden. Die Vorkommen im Raum Simonskall, Zweifallshammer, Hürtgen und Großhau sind auch wegen des aus dem Siderit entstandenen Verwitterungserzes Brauneisen („Eiserner Hut“) wichtig gewesen.

Im Bleialf-Rescheider Gangzug sind Erzvorkommen zusammengefasst, die infolge ihres Erreichens zu umfangreichen bergmännischen Aktivitäten geführt haben. Bei Rescheid ist bis 1940 ein ergiebiger Bergbau betrieben worden. Auf mehreren unterschiedlich streichenden Gängen ist dort Bleiglanz das

Haupterzmineral neben den Begleitmineralen Quarz, Siderit, Pyrit und Kupferkies. Es traten dort Gangfüllungen bis 3 m Mächtigkeit auf. Heute sind in der ehemaligen Grube Wohlfahrt Teile des Bergwerks zur Besichtigung hergerichtet.

Auch östlich der Kalkmuldenzone sind im Osteifeler Erzbezirk wenig ergiebige Blei/Zinkerz-Gänge ausgebeutet worden. Abbauversuche fanden im Sahrachtal (Grubenfelder Hochthürmen und Hürnigskopf) sowie im Sürstbachtal bei Kurtenberg statt. Eine Besonderheit der Gegend sind Antimonerz-Vorkommen an der Ahr bei Brück und Antweiler (Rheinland-Pfalz). Die Erzvorkommen bei Oberbachem werden dem Siebengebirgs-Erzbezirk zugerechnet.

Lange bestand über das Alter der gangförmigen Vererzungen Unklarheit. Früher wurde ihre Entstehung mit der variszischen Faltung und Erz bringenden Granitplutonen in Zusammenhang gebracht. Heute hat man durch den Einsatz moderner Methoden ein anderes Bild. Untersuchungen der Bleiisotope und der salzhaltigen Flüssigkeitseinschlüsse in Erzkristallen (fluid inclusions) haben ergeben, dass die meisten Vererzungen in nachvariszischer Zeit, vermutlich während des (jüngeren?) Mesozoikums, entstanden sind. Der Metallgehalt stammt aus den unterlagernden Sedimentgesteinen, die von den heißen Salzlösungen durchdrungen worden sind. Nur einige Vererzungen des Osteifeler Erzbezirkes sind schon während der variszischen Faltung entstanden.

Vererzungen des diskordant auf den paläozoischen Schichten liegenden Buntsandsteins sind unterschiedlicher Natur. Gangförmige Erzkörper von Kupferkies sind besonders an die Randverwerfungen der Niederrheinischen Bucht innerhalb oder in unmittelbarer Nähe der Mechernicher Trias-Senke gebunden. Vorkommen von primären und sekundären Kupfermineralen liegen bei Leversbach (Grube Aurora), Vlatten (Grube Klara-Franziska), Kufferrath (Grube Johanna), Hasenfeld (Grube Gold-

kuhle) sowie bei Nideggen und Hergarten. Die große Zahl der Gruben verweist auf Verbindungen mit der Stolberger Messing-Herstellung, die ja Kupfer benötigte.

Die Mechernicher Blei-/Zinkerz-Lagerstätte ist nicht an Erzgänge gebunden, sondern eine schichtgebundene Lagerstätte mit großer flächenhafter Ausdehnung. Trägergestein der Vererzung sind hauptsächlich Sandsteine, aber auch Konglomerate des Mittleren Buntsandsteins. Die für Mechernich typische Abscheidungsform der Bleiglanz-Vererzung sind millimetergroße rundliche Konkretionen („Knotten“, daher auch der Name „Knottenerz“; s. Abb. 63), die locker gestreut die Sandsteine durchsetzen, sie gewissermaßen imprägniert haben. Neben den Knotten treten auch eisenschüssige, ehemals rein karbonatische Knollen, die sogenannten „Tutten“, auf.

Der durchschnittliche Bleigehalt der Lagerstätte beträgt nur etwa 1 %. Dennoch ist die Menge des in der Mechernicher Lagerstätte konzentrierten Bleis enorm. Nach einer Gewinnung von 2,5 – 3 Mio. t Blei ist im Westfeld noch immer ein sicherer Vorrat von 500 000 t Blei (neben 720 000 t Zink im Westfeld) in bedingt bauwürdiger Konzentration vorhanden. Bis zur Stilllegung der Lagerstätte im Jahr 1957 war der Mechernicher Bleierz-Abbau einer der größten in Deutschland. Mitte der 1980er-Jahre ist das bis heute noch unverritzte Westfeld erneut untersucht worden. Niedrige Metall-Weltmarktpreise haben aber bisher eine Wiederaufnahme des Bergbaus verhindert.

Der frühneuzeitliche Erz-Abbau in Mechernich hat imposante Spuren in der Landschaft hinterlassen. Das anfänglich oberflächennah und untertage im Kammer- und Pfeilerabbau gewonnene Erz wurde in Tagebauen, die schnell enorme Ausdehnungen und Tiefen erreichten (Tagebaue Günnersdorf, Bachrevier, Virginia und Kallmuther Berg), gebrochen. Tiefer gelegene Abbaufelder wurden weiterhin untertage, von mehreren Schächten ausgehend, abgebaut. Durch den nachträglichen Abbau der

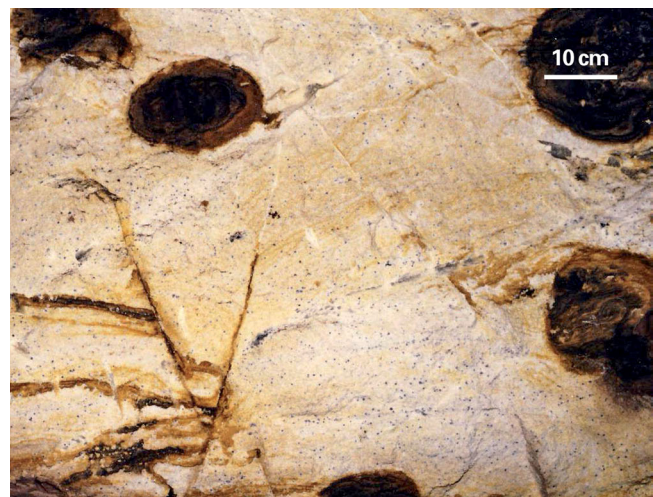
Pfeiler (Zapfbetrieb) sind in bestimmten Feldesteilen bis an die Erdoberfläche reichende Nachbrüche entstanden.

Die Tagebaue haben an einigen Stellen Reste des alten Kammerabbaus freigelegt – so auf dem Griesberg nordwestlich von Mechernich und nordöstlich von Scheven. In der Grube Günnersdorf in Mechernich sind ehemalige Abbauräume und ein dazugehöriges Bergbaumuseum zu besichtigen.

Die Wasserhaltung des Bergbaus erfolgte zuletzt über den 7,5 km langen Burgfeyer Stollen, der auch heute noch in Funktion ist. Der Mechernicher Bleiglanz enthält in geringen Mengel Nickel, was zu einer Belastung der im Stollen abgeleiteten Wässer führt.

Über die Entstehung der Lagerstätte sind in der Vergangenheit die unterschiedlichsten Hypothesen vertreten worden. Erst moderne geochemische Methoden haben eine gewisse Klarheit geschaffen. Die Aufeinanderfolge der Erzabscheidung ist ähnlich wie bei den hydrothermalen Ganglagerstätten. Sie beginnt mit der Ausscheidung von Karbonatmineralen. In den von Natur aus sehr porösen Sandsteinen

Abb. 63: Gebleichter Buntsandstein mit Bleiglanzknotten (kleine Punkte) und dunkelbraun verfärbt Tutten (Schaubergwerk Günnersdorf, Mechernich)



des Mittleren Buntsandsteins haben sie zu einer raumfüllenden Imprägnation geführt und so die Voraussetzung für die nachfolgende Abscheidung von Blei und lokal auch von Zink in sulfidischer Form geschaffen. Die Buntmetalle stammen aus den thermisch beanspruchten Sedimentgesteinen des devonischen Untergrundes. Einer neuen Hypothese zufolge ist der Sulfidanteil der Erze durch eine thermochemische Sulfatreduktion unter Beteiligung von Kohlenwasserstoffen entstanden. Für das Alter der Vererzung wird der Zeitraum vom Jura bis zur Oberkreide angenommen.

Neben der Mechernicher Lagerstätte gibt es in der Trias-Senke eine Reihe von kleineren Bleierz-Lagerstätten, zum Beispiel in Schichten des Oberen Buntsandsteins (Bleibuir, Bescheid), aber auch in angrenzenden Devon-Gesteinen (Keldenich). Gerade die Keldenicher Lagerstätte (Tanzberg) zeigt den engen Zusammenhang von hydrothormaler Vererzung in devonischen Gesteinen und imprägnativer Vererzung im darüber liegenden Buntsandstein. Eine weitere Bleierz-Lagerstätte vom Mechernicher Typ befindet sich am Nordwestrand der Trias-Senke bei Horm (Maubach) südlich von Düren. Nach vorausgegangenem,

altem, oberflächennahem Erz-Abbau ist dort die Großlagerstätte systematisch erschlossen und in den Jahren 1949 – 1969 in einem Tagebau vollständig abgebaut worden. Sowohl die ehemaligen Großtagebaue bei Mechernich als auch bei Horm sind ab den 1970er- bis 1980er-Jahren sehr aufwendig zu Abfalldeponien umgestaltet und als solche genutzt worden.

Eisen

Lagerstätten des Eisens, das lokal auch zusammen mit Mangan vorkommt, sind in der Nordeifel nur von historischem Interesse. Häufig sind es Verwitterungslagerstätten, die leider kaum modern untersucht sind, sodass vielfach Unklarheit über ihre Entstehung herrscht.

Eisenerz-Lagerstätten treten außer in Form der schon genannten Sideritgänge in mannigfaltiger Ausbildung auf. Eine schichtgebundene sedimentäre Lagerstätte bilden die eisenhaltigen Kalksteine der Heisdorf- und Lauch-Schichten. Ihre stärkste Konzentration erreichen die Roteisenerze in der Dollendorfer Mulde. Sie sind an zahlreichen Stellen in den Randbereichen der Eifel-Kalkmulden aufgeschürft worden. Frühneuzeitliche Bergwerke

Abb. 64: Hämatitisch-karbonatisches Roteisenerz der Lauch-Schichten



befanden sich bei Eiserfey (Grube Merkur), Rohr (Grube Eisenfley) und Ripsdorf (Grube Oskar). Als Erzmineral tritt Hämatit in Gehalten von 15 – 20 % auf. Die Vererzung ist an Fossilbruchstücke gebunden, die den Kern von etwa 1 mm großen Ooiden aus Hämatit bilden (Abb. 64). Aufgrund ihres basischen Chemiesmus und ihres relativ geringen Eisengehaltes sind sie nicht in den alten Rennfeueröfen verwendet worden. Erst in den frühneuzeitlichen Hochöfen waren sie als Zuschlagerze willkommen.

Eisenhaltige Verwitterungsbildungen sind in der historischen Vergangenheit regelmäßig gesucht und abgebaut worden. Sie waren die Grundlage der alten Eifeler Eisenindustrie, die schon in der keltisch-römischen Zeit begonnen hatte und im Mittelalter sowie in der frühen Neuzeit in vielen Tälern der Eifel heimisch war.

Östlich von Sötenich sind in den Grubenfeldern Girzenberg und Heidenacker Eisenmangankarbonat-Brauneisenstein-Vorkommen in den Dolomitgesteinen der Sötenicher Kalkmulde abgebaut worden. An der Entstehung der Lagerstätte sind sowohl metasomatische wie auch Verwitterungsprozesse beteiligt. Südwestlich von Kall kommt Brauneisenstein und Eisenmangankarbonat zwischen dem (paläoverwitterten?) Perm-Konglomerat und der Buntsandstein-Basis vor. Die Vorkommen sind im 19. Jahrhundert in Abbaufeldern beiderseits des Kallbaches durch Stollen erschlossen worden.

Verwitterungsbildungen, die vermutlich mit der mesozoisch-tertiärzeitlichen Landoberfläche zu tun haben, sind weit verbreitet. In oder auf Gesteinen des Buntsandsteins kommen bei Kufferath und Nideggen Konkretionen von manganhaltigem Brauneisen vor. In alten Karsthohlformen der nördlichen Eifel-Kalkmulden sind vielfach im räumlichen Zusammenhang mit Sanden und Kiesen auch Verwitterungstone und Brauneisenbildungen anzutreffen. Sie sind örtlich auch abgebaut worden, so im Muldenkern-Dolomit der Sötenicher Kalkmul-

de, auf der Dahlemer Binz bei Schmidtheim sowie in Abbauten bei Lommersdorf und Dollendorf. Die Grube bei Lommersdorf belieferte die Eisenhütten bei Ahrhütte und Dorsel, während das Erz von Schmidtheim vermutlich in Jünkerath verhüttet wurde.

Gold

In den Bachläufen am Nordwestrand des Hohen Venns und auch an den Oberläufen der Flüsse Warche und Warchenne im angrenzenden Belgien, östlich von Malmedy, ist in der Vergangenheit Gold gewaschen worden. Es handelt sich um Seifengold, das als Flitter in sandig-kiesigen Bachsedimenten auftritt. Die moderne Nachsuche hat Gehalte bis zu 150 mg/t ergeben. Als Ursprungsgestein des Goldes ist lange Zeit das Gedinne-Konglomerat des Devons vermutet worden, aber auch eine Auslaugung aus den kambrischen Schwarzschiefern in der Venn-Antiklinale ist denkbar.

Steine und Erden

In einer noch nicht allzu lang zurückliegenden Vergangenheit sind überall in Ortsnähe Steine und Erden für den Hausbau in kleinen Steinbrüchen und Gruben gewonnen worden. Die dabei entstandenen zahlreichen geologischen Aufschlüsse sind – sehr zum Leidwesen der Geologen – durch Verfüllung in ihrer Zahl reduziert worden. Heute werden mineralische Rohstoffe wie zum Beispiel Festgesteine nur noch in großen, wirtschaftlich zu betreibenden Steinbrüchen gewonnen. Da die Nutzung von Silikatgesteinen wie Dachschiefer und Sandstein heute weitestgehend ruht, stehen Karbonatgesteine wie Kalk-, Kalkmergel- und Dolomitstein ganz im Vordergrund der Betrachtung. Sand, Kies, Ton sowie vulkanische Schlacken und Aschen gehören zu den Lockergesteinen, deren Gewinnung überwiegend in den Randgebieten des Gebirgslandes zu finden ist.

Festgesteine

Karbonatgesteine

Die Nordeifel ist reich an Karbonatgesteinen der Devon- und Karbon-Zeit. Im nordwestlichen Venn-Vorland durchziehen die jeweils mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinskörper des Massenkalks (Devon) und des Kohlenkalks (Karbon) die Landschaft. Beide Gesteine werden wegen ihrer in frischem Zustand blaugrauen Färbung landläufig als Blaustein bezeichnet. Während der Kalkgehalt des Massenkalks im Vergleich zu den hochreinen rechtsrheinischen Vorkommen „nur“ 93 – 95 % CaCO_3 beträgt, kann er im oberen Teil des Kohlenkalks bis zu 98 % betragen. Der unterkarbonische Dolomitstein ist in seinem Ca/Mg-Verhältnis nahezu ausgeglichen.

Einige von Alters her genutzte Steinbrüche stehen auch heute noch im Abbau. Die Verwendung hat sich aber geändert. Bis zum Zweiten Weltkrieg stand die Gewinnung von Werksteinen und Branntkalk im Vordergrund. Heute wird in einem Betrieb bei Gressenich Kalkstein als Straßenbaumaterial gewonnen in einem anderen Betrieb bei Walheim wird Kalksteintmehl für die Asphaltindustrie produziert. Zwei Betriebe, bei Hahn und Vennwegen, pflegen noch die Herstellung von gesägten Gesteinsplatten aus Massenkalk.

Der unterkarbonische Kohlenkalk wird sowohl in seiner kalkigen wie auch in seiner dolomitischen Ausbildung genutzt. Die Kalksteine dienen der Branntkalkproduktion (Hastenrath) und gehen zum Teil auch als Schüttmaterial in den Straßenbau. Das Dolomitgestein ist dagegen ein wertvoller Rohstoff für die Glasindustrie, wo es als Flussmittel Verwendung findet (Krauthausen).

Die Karbonatgesteine der nördlichen Eifel-Kalkmulden (vgl. S. 54, Abb. 27) umspannen hinsichtlich ihres Kalkgehaltes ein weites Spektrum. Die Kalksteine sowie die Kalk- und Tonmergelsteine des Oberen Mitteldevons bei Sötenich führen CaO-Gehalte zwischen 40 und 85 %. Sie bilden die Rohstoffgrundlage

des dortigen Zementwerkes. In der Nähe von Kall-Rinnen werden die gleichen Kalksteine als Straßenbaumaterial gewonnen. In der Blankenheimer Kalkmulde produziert nur noch ein Betrieb bei Holzmülheim Straßenbaumaterial aus Schichten des Unteren Mitteldevons. In der Rohrer, der Dollendorfer und der Ahrdorfer Kalkmulde findet kein Abbau statt. Allerdings hat sich in der angrenzenden rheinland-pfälzischen Hillesheimer Kalkmulde bei Ahütte ein Zementwerk angesiedelt.

Silikatgesteine

Vom ehemals verbreiteten Abbau der verschiedenen Silikatgesteine ist nur ein Betrieb im Hohen Venn bei Schevenhütte übrig geblieben (Abb. 65). Grünliche und rote, flaserige Ton-, Schluff- und Sandsteine der ordovizischen Salm-Gruppe werden dort zu Grab- und

Abb. 65: Ordovizische Schiefer im Steinbruch bei Schevenhütte



Ziersteinen verarbeitet. Der Dachschiefer-Abbau in ordovizischen Schichten an der Wehebach-Talsperre gehört ebenso der Vergangenheit an wie der in den unterdevonischen Wüstabach-Schichten des Erkensruhrtales südlich von Einruhr.

Der Buntsandstein der Trias wird zwischen Schmidheim und Blankenheim nur noch an einer Gewinnungsstelle abgebaut. Da das konglomeratische Gestein dort stark entfestigt ist, kann es abgebaggert werden und findet – nach Sieben und Brechen der Quarzitgerölle zu Bruchkies – im Baugewerbe Verwendung.

Lockergesteine

Der Abbau von Lockergesteinen konzentriert sich auf wenige, meist hochwertige Vorkommen vor allem von Ton. Die alttertiären, hochfeuerfesten Tone des Antweiler-Grabens südlich von Euskirchen sind hier ebenso zu nennen wie diejenigen von Witterschlick bei Bonn. Der Abbau von kreidezeitlichen Sanden der Aachen-Schichten für den Straßenbau dauert bei Kelmis im angrenzenden Belgien noch an. Auch die tertiärzeitlichen Klebsande (Formsande) im Antweiler-Graben bei Lessenich werden noch genutzt. Vulkanische Lockermassen in Form von Basaltschlacken und -aschen sind ein wichtiger Rohstoff für den Straßenbau. Sie stehen bei dem rheinland-pfälzischen Ormont, unmittelbar südlich der Landesgrenze, im Abbau.

Grundwasser – Dargebot und Nutzung

Hansjörg Schuster

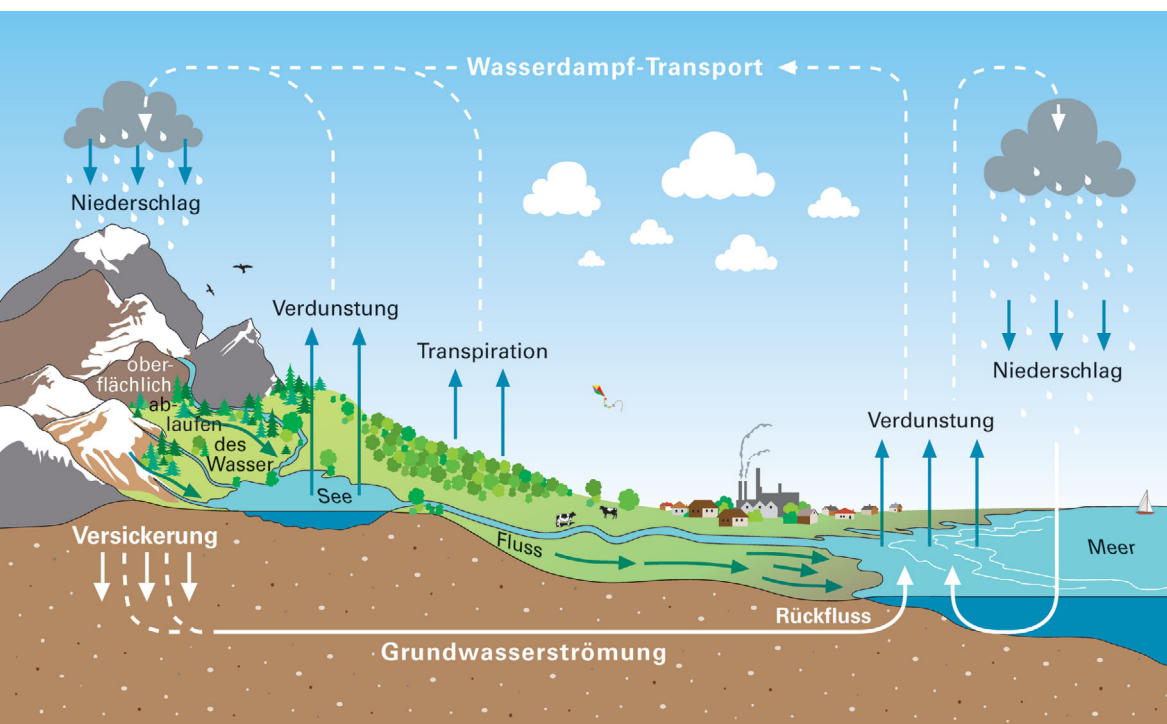
Grundwasser – was ist das eigentlich?

Unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Gesteine zusammenhängend ausfüllt, wird als Grundwasser bezeichnet. Seine Bewegung im Untergrund und sein Strömungsverhalten werden fast ausschließlich durch die Schwerkraft und durch die von der Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräfte beeinflusst. Das Grundwasser strömt durch den Porenraum von Kies, Sand und anderen Lockergesteinen; diese Gesteine nennt man daher Porengrundwasserleiter. Bei Festgesteinen strömt es in den Trennfugen des Gesteinsverbandes, wie

Klüfte und Schichtflächen; solche Gesteine werden als Klufftgrundwasserleiter bezeichnet. Sind die Trennfugen infolge von Lösungsercheinungen aufgeweitet und dadurch bessere Fließmöglichkeiten für das Grundwasser entstanden, spricht man von Karstgrundwasserleitern. Gesteine, welche nur eingeschränkt oder gar nicht die Fähigkeit besitzen Grundwasser weiterzuleiten, nennt man Grundwassergeringleiter beziehungsweise Grundwasserernichtleiter.

Das Grundwasser ist ebenso wie das oberirdische Wasser Teil des globalen hydrologischen Kreislaufs. Es tritt natürlicherweise in Form von Quellen, in denen die Bäche und Flüsse

Abb. 66: Kreislauf des Wassers



ihren Ursprung haben, zutage. Das Grundwasser kann aber auch – meist nicht sichtbar – direkt über die Sohlen und Seiten der Fließgewässer in diese übertreten und erheblichen Abflussmenge speisen. Über die Bäche und Flüsse findet es dann den Weg zum Meer, wo es verdunstet. Die entstehenden Wolken bringen wiederum Niederschläge über die Landflächen heran. Ein Teil der Niederschläge strömt direkt oberflächlich oder oberflächennah ab, ein Teil verdunstet oder wird von Pflanzen aufgenommen. Der kleinere Anteil des Niederschlages, der durch den Boden versickern kann, erneuert das Grundwasser. Damit ist der hydrologische Kreislauf geschlossen (Abb. 66).

Das Grundwasser ist vielerlei meist konkurrierenden Nutzungsansprüchen durch den Menschen und die Natur ausgesetzt. Ist es doch Rohstoff für das wichtigste Lebensmittel des Menschen überhaupt – für das Trinkwasser. In Nordrhein-Westfalen werden ca. 40 % des Trinkwassers aus Grundwasser gewonnen. Daneben werden auch für Industrie und Gewerbe große Mengen an Grundwasser zu Brauch- und Produktionswasserzwecken entnommen. 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.

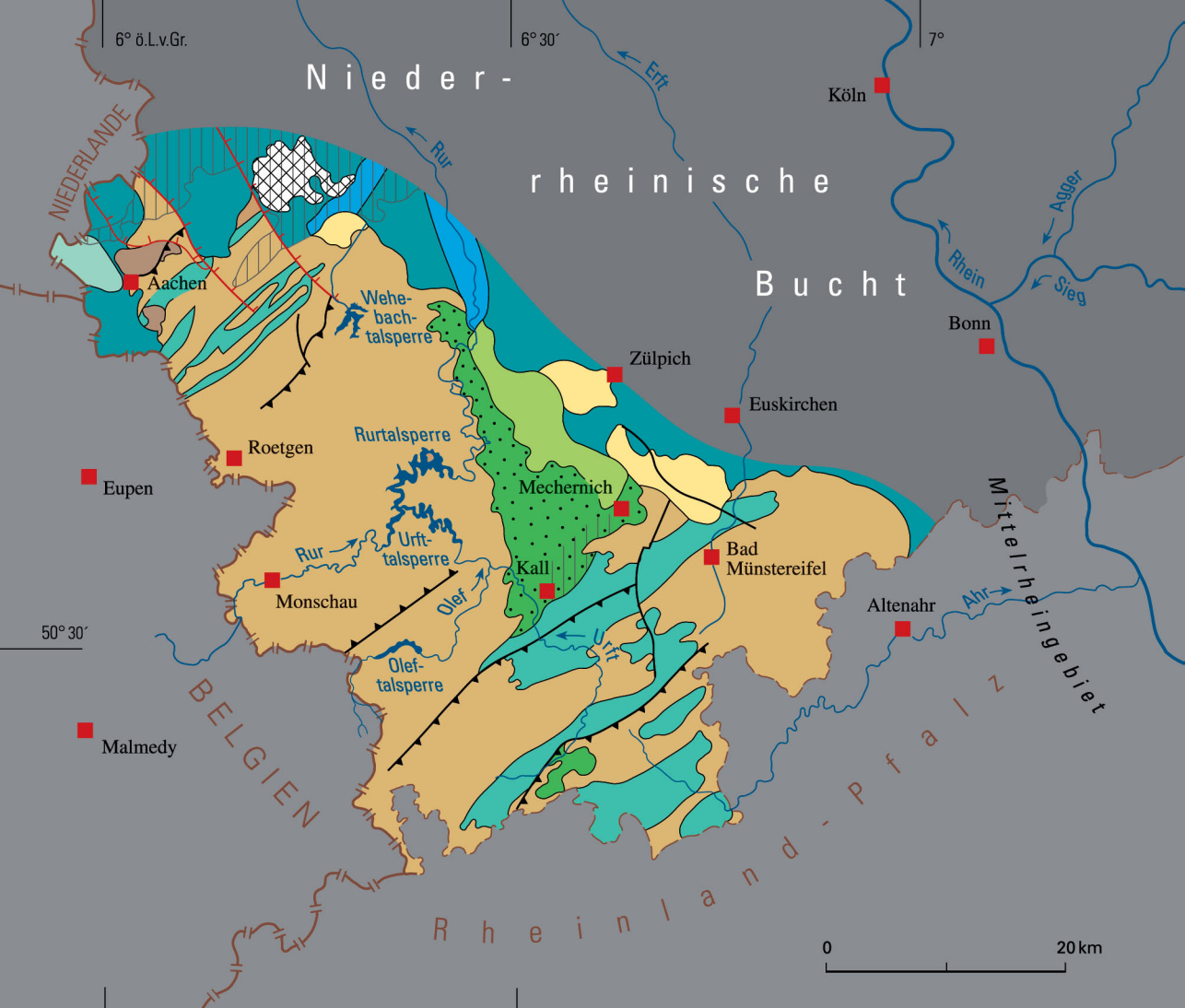
Außer dem quantitativen Nutzungsdruck unterliegt das Grundwasser auch vielfältigen qualitativen Beeinflussungen. Oft gehen Gefährdungen oder tatsächlich eingetretene Beeinträchtigungen für das Grundwasser von der Landnutzung wie Landwirtschaft, Industrie, Verkehrsflächen oder Besiedlung aus. Neben diesen anthropogenen, das heißt durch den Menschen verursachten Einflussnahmen, bestimmt auch der durchsickerte und durchströmte natürliche Untergrund die Grundwasserbeschaffenheit. Dieser geogene Hinter-

grund ist abhängig von der Geochemie der Gesteine, der Verweildauer des Grundwassers im Untergrund und der Tiefe, aus der das Grundwasser stammt. Grundwässer besonderer Art sind Mineral- und Heilwässer. Hier prägen ausschließlich die geogenen Faktoren die Hydrochemie.

Hydrogeologische Teilräume

So wie die geologischen Gegebenheiten das sichtbare Landschaftsbild der verschiedenen Regionen der Nordeifel prägen, so bestimmen sie auch die nicht immer direkt erkennbaren hydrogeologischen Verhältnisse und das Wassergeschehen im Untergrund. Denn das Vermögen des Untergrundes, Grundwasser zu speichern und weiterzuleiten, ist im Wesentlichen abhängig von der lithologischen Ausprägung der Gesteine und von deren Lagerungsverhältnissen. Dies spiegelt sich dementsprechend auch in der Karte der Grundwasservorkommen des Geologischen Dienstes NRW wider. Das landesweite Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (IS HÜK 500) weist die verschiedenen Grundwasserleitertypen aus und beschreibt deren Ergiebigkeiten (Abb. 67). Weiter gehende Informationen zur Geologie und Hydrogeologie sind in den Geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen in den Maßstäben 1 : 100 000 (GK 100) und 1 : 25 000 (GK 25) und den dazugehörigen ausführlichen Erläuterungsheften zu finden. Daneben bietet das Informationssystem Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 (IS HK 100) Angaben über die hydrogeologisch relevanten Eigenschaften des oberen Grundwasserleiters und der überlagernden Deckschichten.

Die wichtigsten hydrogeologischen Merkmale und Grundwasservorkommen der Nordeifel werden anhand der im Folgenden beschriebenen geologischen Teilräume beispielhaft erläutert.



- Porengrundwasserleiter** mit sehr ergiebigen bis ergiebigen Grundwasservorkommen
- Porengrundwasserleiter** mit mäßig bis gering ergiebigen Grundwasservorkommen
- Porengrundwasserleiter** mit gering bis sehr gering ergiebigen Grundwasservorkommen
- Porengrundwasserleiter** ohne nennenswerte Grundwasservorkommen
- Karstgrundwasserleiter** mit sehr ergiebigen bis ergiebigen Grundwasservorkommen
- Karstgrundwasserleiter** mit mäßig bis gering ergiebigen Grundwasservorkommen
- Poren-/Kluftgrundwasserleiter** mit sehr ergiebigen bis ergiebigen Grundwasservorkommen
- Kluftgrundwasserleiter** mit sehr ergiebigen bis ergiebigen Grundwasservorkommen
- Kluftgrundwasserleiter** mit mäßig bis gering ergiebigen Grundwasservorkommen
- Kluftgrundwasserleiter** mit gering bis sehr gering ergiebigen Grundwasservorkommen

- Aufschüttung
- Bergbaugebiet; Veränderung der Grundwasserverhältnisse möglich
- Auf- oder Überschiebung
- Verwerfung
- Abschiebung, Seitenverschiebung, im Quartär aktiv

Abb. 67: Ausschnitt aus der Karte der Grundwasservorkommen (IS HÜK 500)

Rureifel und Hohes Venn

Der Untergrund der Rureifel und des Hohen Venns besteht überwiegend aus stark verfestigten Sand- und Tonsteinen des Altpaläozoikums und des Devons. Diese sind aus hydrogeologischer Sicht als gering ergebige Kluffundwasserleiter beziehungsweise als Grundwassernichtleiter zu bezeichnen. Der größte Anteil des Niederschlags strömt hier oberflächlich oder oberflächennah, der Geländeneigung folgend, ab und wird mit den Fließgewässern weggeführt. Der oberflächennahe Abfluss ist wegen der oftmals sehr tonhaltigen, wenig wasserundurchlässigen Bodenbildungen recht groß. Für den Anteil des Niederschlagswassers, der im Boden versickern kann, stehen als Wegsamkeiten im Untergrund im Wesentlichen nur die Verwitterungszone sowie die Kluffräume im Auflockerungsbereich der Gesteine und vereinzelt auch Störungszonen zur Verfügung. Sind die vorhandenen Hohlräume durchgehend wassergesättigt, spricht man von Grundwasser. Das Grundwasser strömt, ebenfalls der Gefälleneigung der Hänge folgend, innerhalb des oberflächennahen Untergrundes ab, bis es am Hangfuß in Form einer Quelle oder Vernässungszone aus dem Verwitterungsschutt beziehungsweise -lehm austritt oder unbemerkt in die Talsedimente übertritt.

Quellen, die direkt aus dem Fels entspringen, sind in der Rureifel und dem Hohen Venn selten. Die Einzugsgebiete der Quellen sind in der Regel recht klein, ihre Schüttung ist deshalb auch meist relativ gering. Zudem sind die Quellen aufgrund der Gegebenheiten vom Niederschlagsgeschehen abhängig, sodass manche in längeren niederschlagsarmen Perioden trockenfallen können. Man spricht hierbei von intermittierenden Quellen.

Vereinzelt wird auch mit Brunnen Grundwasser erschlossen. Diese Brunnen sind jedoch ebenfalls nur gering ergeblich und haben – ebenso wie die Quellanutzungen – nur untergeordnete und lokale Bedeutung bei der Versorgung der Bevölkerung mit Trink-

beziehungswise Brauchwasser. Die Fördermengen, die hier gewonnen werden, bewegen sich zwischen mehreren hundert und wenigen tausend Kubikmetern pro Jahr. Die Beschaffenheitsanalysen weisen die Grundwässer als nur gering mineralisiert aus. Im Wesentlichen bestimmen die Inhaltsstoffe Natrium und Hydrogencarbonat ihre Zusammensetzung.

Die Grundwasserneubildungshöhe ist wegen der beschriebenen hydrogeologischen Verhältnisse in der Rureifel und dem Hohen Venn trotz der relativ hohen jährlichen Niederschläge von 900 – 1600 mm eher gering. Sie beträgt nur rund 50 – 100 mm/a im langjährigen Mittel.

Die eigentliche Trinkwasserversorgung in der Rureifel erfolgt über ein Verbundsystem aus Talsperren, mit deren Bau bereits im Jahr 1900 begonnen wurde. Außer der Trinkwasserversorgung dienen die Talsperren dem Hochwasserschutz, der Erholung und einige auch der Energieerzeugung. Die größte und sicherlich bekannteste ist die Rurtalsperre mit ihrem Damm bei Schwammenauel (Abb. 68). Ihr Stauvolumen beträgt rund 203 Mio. m³. Einschließlich der Zuflüsse aus den tributären Urft- und Olefalsperren ist das Einzugsgebiet der Rurtalsperre ca. 662 km² groß. Die Rurtalsperre ist durch eine Vorsperre in den Obersee und den Hauptsee unterteilt. Der Obersee versorgt die Region Aachen mit Trinkwasser, der Hauptsee wird als Erholungsgebiet genutzt. Die Rurtalsperre bildet gleichzeitig auch den Kern eines wasserwirtschaftlichen Verbundsystems von Talsperren. Über den 3,7 km langen Heinrich-Geis-Stollen ist der Obersee der Rurtalsperre mit der Kalltalsperre verbunden. Ein weiterer, 6,2 km langer Stollen verbindet die Kalltalsperre mit der Dreilägerbachtalsperre. Das Wasser aus der Urftalsperre unterquert in einem 2,8 km langen Tunnel den Kermeter Wald und bedient bei einer Fallhöhe von 110 m das Wasserkraftwerk Heimbach.



Abb. 68: Rurtalsperre (von Simmerath aus gesehen)

Kalkmuldenzone

In der Kalkmuldenzone der Eifel stellt sich die hydrogeologische und damit auch die wasserwirtschaftliche Situation deutlich anders als in der Rureifel dar. Die Karbonatgesteine der Kalkmulden sind Karstgrundwasserleiter. Versickerndes Niederschlagswasser konnte hier durch seinen Kohlensäuregehalt auf den primär vorhandenen Klüften das Karbonatgestein auflösen. So entstanden mit der Zeit weitverzweigte Wasserwegsamkeiten und Karsthölräume, die ein großes Grundwasserspeichervermögen besitzen und durch die das Grundwasser vergleichsweise schnell strömen kann. Auch die oft geringmächtigen und relativ durchlässigen Böden, beispielsweise auf den weiten Flächen mit Dolomitgestein in der Sötenicher und der Dollendorfer Kalkmulde, tragen zu einer günstigen Versickerungsrate bei. Aufgrund dieser speziellen hydrogeologischen Situation ist die Rate der Grundwasserneubildung und damit auch das gewinnbare Grundwasserdargebot hier mit im Mittel 200 – 250 mm/a recht hoch. Brunnen sind in den Kalkmulden daher in der Regel sehr ergiebig.

Die Einzugsgebiete solcher Wassergewinnungen zu bestimmen, um sie unter Schutz zu stellen, gestaltet sich häufig recht schwierig. Die natürlichen Grundwasserstandsschwankungen können hier – je nach hydrologisch-klimatischer Situation – bis mehrere Zehnermeter betragen. Wenn mit wechselnden Grundwasserständen unterschiedliche Verkarstungsniveaus mit verschiedenen Karstsystemen angebunden werden, lassen sich die Einzugsgebiete der Brunnen oft nur durch Tracerversuche ermitteln. Das sind Untersuchungen, bei denen zum Beispiel durch Farbstoff markiertes Wasser zur Ermittlung von Strömungsrichtungen und -geschwindigkeiten des Grundwassers eingesetzt wird.

Die Karstquellen befinden sich meist an den Rändern der Kalkmulden, dort, wo sich das Grundwasser vor den nicht Grundwasser leitenden Liegendschichten der Kalkmulde staut (Ahrquelle). Auch dort, wo querschlägige Störungen oder Taleinschnitte den Strömungsquerschnitt für das Grundwasser einengen oder unterschneiden, wie im Urft- und im Ahrtal, kommt es zu Grundwasseraustritten. Die

Karstquellen besitzen im Vergleich aller Quellen in der Eifel die größten Schüttungsmengen. Dies wussten schon die Römer zu schätzen, die Köln seinerzeit über eine gut 95 km lange Wasserleitung mit Quellwasser aus der Sötenicher Kalkmulde versorgten (vgl. Kap. „Eifel-Wasserleitung“). An der Römerquelle in Nettersheim (Abb. 69, auch Grüner Pütz genannt) kann man heute noch die als Sickerleitung ausgeführte Quellfassung und die Brunnenstube besichtigen sowie einen Blick in das Innere der römischen Wasserleitung werfen.

Eine der schüttungsstärksten Karstquellen in der Eifel ist die Ahrquelle in Blankenheim mit durchschnittlich 700 l/min. Sie entwässert große Bereiche der südlichen Blankenheimer Kalkmulde, und obwohl sie überbaut ist, kann man in dem etwas versteckt gelegenen Quellhäuschen beobachten, wie das Wasser aus dem Untergrund hervorquillt. Nicht zu übersehen sind auch die zahlreichen Münzen, welche, einem alten Brauch folgend, von Besuchern in den Quelltopf geworfen werden.

Eine weitere sehenswerte, ebenfalls stark schüttende Karstquelle ist die Ertzquelle in Holzmülheim (Abb. 70). Das Grundwasser, das hier aus dem Fels tritt, regeneriert sich im Aus-

strichbereich der devonischen Karbonatgesteine der nordöstlichen Blankenheimer Kalkmulde. Entsprechend der Geochemie der Grundwasserleitergesteine sind die meisten Grundwässer der Kalkmulden als harte Kalzium-Hydrogenkarbonat-Wässer anzusprechen. Entstammen sie den Dolomitsteinen, so weisen die Analysen auch erhöhte Magnesiumgehalte aus.

Die Grundwasservorkommen der Kalkmulden sind für die öffentliche Trinkwasserversorgung von großer Bedeutung, bereichsweise stellen sie auch für das örtliche Gewerbe und die Industrie einen wichtigen Standortfaktor dar. So sind beispielsweise in der Sötenicher Kalkmulde Grundwasser-Entnahmemengen in einer Höhe von insgesamt 7,5 Mio. m³ jährlich wasserrechtlich genehmigt. Das sind rund 30 % der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung von geschätzten 25 Mio. m³. Die größten Wasserentnahmen erfolgen im Urfeyer Tal und an den Hauser Benden bei Weyer.

Die Grundwasserneubildung in der Blankenheimer Kalkmulde beträgt ca. 13 Mio. m³ pro Jahr. Ihr stehen genehmigte Grundwasserentnahmen von etwa 1,5 Mio. m³, das sind 11 %, gegenüber. Das Wasserwerk der Gemeinde

Abb. 69: Römerquelle (Grüner Pütz) in Nettersheim: links die Quellfassung, rechts die Brunnenstube





Abb. 70: Ahrquelle in Blankenheim (links) und Ertquelle in Holzmülheim (rechts)

Blankenheim versorgt aus dem Wasserwerk Seidenbachtal über ein Rohrleitungsnetz große Teile des Gemeindegebietes. Die Dollendorfer Mulde ist dagegen nur gering wasserwirtschaftlich genutzt.

Aufgrund der in verkarsteten Karbonatgesteinen vergleichsweise recht hohen Grundwasser-Strömungsgeschwindigkeiten ist allerdings auch die Gefährdung der dortigen Wassergewinnungen durch den oberflächlichen Eintrag von Schadstoffen und Keimen groß. Grund dafür ist die relativ geringe Verweilzeit des Grundwassers im Karbonatgestein, die eine begrenzte Selbstreinigung zur Folge hat. Karstgrundwasservorkommen sind daher ein Schwerpunkt wasserwirtschaftlicher Untersuchungen, Planungen und Regelungen.

Um die öffentliche Trinkwasserversorgung sicherzustellen, werden mithilfe wissenschaftlicher Methoden, wie zum Beispiel der beschriebenen Tracerversuche, Wasserschutzgebiete ausgewiesen. Ziel der Schutzgebietsausweisung ist eine Minimierung des Eintrages von gesundheitsgefährdenden Stoffen und Organismen in das Grundwasser sowie die Abwehr zusätzlicher neuer Gefährdungspotenziale. Ein Trinkwasserschutzgebiet um-

fasst das gesamte unterirdische Einzugsgebiet der Wassergewinnungsanlage. Manchmal müssen auch Teile des oberirdischen Einzugsgebietes, die dorthin entwässern und zum Beispiel über Bachschwinden Oberflächenwasser in den Untergrund einspeisen, unter Schutz gestellt werden.

Das Trinkwasserschutzgebiet umfasst in der Regel drei Schutzzonen. Die Zone I muss den direkten Fassungsbereich vor jeglichen Beeinträchtigungen schützen. Ihre Ausdehnung beträgt mindestens 10 m rund um einen Brunnen. Bei Quelfassungen wird die Zone I in Richtung des zuströmenden Grundwassers auf mindestens 20 m ausgedehnt. Die Zone II muss den Schutz vor Verunreinigungen durch pathogene Mikroorganismen sowie vor sonstigen Beeinträchtigungen gewährleisten. Sie reicht bis zu der Linie, ab der das genutzte Grundwasser eine Fließzeit von 50 Tagen bis zur Fassungsanlage benötigt. Wegen der hohen Fließgeschwindigkeiten in verkarsteten Karbonatgesteinen kann die Zone II hier eine sehr große Ausdehnung erreichen. Die Zone III soll die Trinkwassergewinnungsanlage vor allem vor nicht oder nur schwer abbaubaren chemischen Verunreinigungen schützen. Sie umfasst das restliche Einzugsgebiet.

Nordwestliches Venn-Vorland

Nordwestlich des Venn-Rückens treten im Raum Aachen – Stolberg mehrere lang gestreckte Karbonatgesteinszüge des Devons (Massenkalk) und des Unterkarbons (Kohlenkalk) auf. Es handelt sich hierbei um Kalk- und Dolomitsteine, die wie die Karbonatgesteine der Kalkmulden ebenfalls als Karstgrundwasserleiter anzusprechen sind.

Die speicherwirksamen Hohlräume des verkarsteten Gesteins beinhalten große, wertvolle Grundwasservorkommen. Im dicht besiedelten Raum Aachen – Stolberg waren und sind diese Grundwasserressourcen immer noch von besonderer Bedeutung für die öffentliche Trinkwasserversorgung der Bevölkerung sowie die Brauch- und Produktionswassergewinnung der Industrie.

Schon früh wurden die Grundwasservorkommen entdeckt und mit Bohrbrunnen erschlossen. Im 19. Jahrhundert wurde dann damit begonnen, Stollen voranzutreiben, mit denen das Grundwasser aus dem Karbonatgestein gelöst und abgeleitet wird. Genannt sei hier der querschlägig zum Streichen des Kohlenkalkzuges bei Aachen-Eich verlaufende Eicher Stollen (Abb. 71). Nach neun Jahren Bauzeit ging er im Jahre 1880 mit einer Länge von ca. 2,3 km in Betrieb. Durch ein Absperrbauwerk am unteren Ende des Stollens wird der Kohlenkalkzug wie ein natürliches Speicherreservoir bewirtschaftet. Vom Stollenmundloch aus kann das Wasser mit natürlichem Gefälle weitergeleitet werden.

In Stolberg-Breinigerberg wurden bestehende bergbauliche Wasserhaltungsanlagen genutzt, um Grundwasser für die Trinkwasserversorgung zu gewinnen. Über einen Zusammenschluss und die Erweiterung von Schächten und Stollen, mit denen hier früher Erzbergwerke trocken gehalten wurden, können die Wassergewinnungsanlagen Mariaschacht und Nachtigällchen bis zu 4,2 Mio. m³ Grundwasser jährlich aus dem devonischen Massenkalk gewinnen.

Die Grundwasserströmung in den Karbonatgesteinszügen des Venn-Vorlandes erfolgt überwiegend mit dem Streichen dieser Strukturen, also von Südwesten nach Nordosten. Die Einzugsgebiete der unweit der Grenze gelegenen Wassergewinnungen im Süden Aachens reichen daher bis nach Belgien hinein. Weil die Grundwasserstände in den Kalkzügen meist wesentlich tiefer liegen als in den umgebenden nicht karbonatischen Gesteinen, werden diese im näheren Umfeld zum Teil mitentwässert.

Das Grundwasser in den Kalkzügen ist wegen des Vorhandenseins vieler Fehlstellen in den Deckschichten (z. B. Dolinen und Bachschwinden), wegen der hohen Fließgeschwindigkeiten im Karstgrundwasserleiter und der gleichzeitig vielfältigen intensiven Landnutzung besonders gefährdet. Bei Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu mehreren hundert Metern

Abb. 71: Portal des Eicher Stollens in Aachen





Abb. 72: Schlabergquelle in Aachen-Hahn

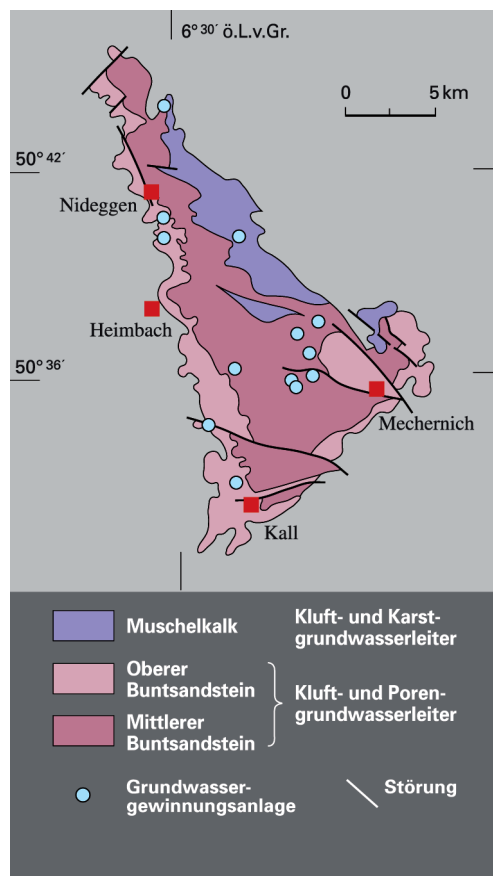
pro Tag können eingetragene Schadstoffe innerhalb kürzester Zeit in die Wassergewinnungsanlagen gelangen. Gleichzeitig ist das Grundwasser im Hinblick auf die Versorgungssicherheit aber auch von besonderer Bedeutung: Da hier ansonsten die Trinkwasserversorgung durch Talsperrenwasser erfolgt, müssen die Grundwassergewinnungsanlagen beim Ausfall einer Talsperre, beispielsweise infolge bakterieller Probleme, die Versorgung sicherstellen. Ein wirksamer Grundwasserschutz ist daher unbedingt erforderlich.

Sichtbar werden die Grundwässer der Karbonatgesteinszüge für den Beobachter nur in gefluteten Steinbrüchen oder in den wenigen markanten freien Austritten, wie zum Beispiel in der Schlabergquelle in Aachen-Hahn (Abb. 72).

Mechernicher Trias-Senke

In der Mechernicher Trias-Senke befinden sich bedeutende Grundwasservorkommen, die vor allem an die mächtigen Sandstein- und Konglomeratfolgen des Mittleren Buntsandsteins gebunden sind (Abb. 73). Aber auch die Sandsteine im unteren Teil des Oberen Buntsandsteins sind in relevantem Maße Grundwasserführend. Das Grundwasser bewegt sich bevorzugt in den Klüften und auf Schichtfugen. Dort, wo die Gesteine des Buntsandsteins stark entfestigt sind und nahezu Lockergesteinscharakter besitzen, ist auch das Porengrundwasser stärker nutzbar. Das Grundwasserleitergestein wird dann als Mischtyp, und zwar als Poren-/

Abb. 73: Grundwasser-Gewinnungsanlagen in der Mechernicher Trias-Senke



Kluftgrundwasserleiter bezeichnet. Bei einer anhaltenden Grundwasserentnahme wird zunächst das Kluftvolumen entleert und erst danach „blutet“ der Porenraum aus.

Die Einheiten des Mittleren Buntsandsteins mit diesen hydrogeologischen Eigenschaften haben eine besonders hohe Ergiebigkeit und werden daher intensiv wasserwirtschaftlich genutzt sowie durch Grundwassermessstellen überwacht.

Im Raum Mechernich – Nideggen sind diese Grundwasservorkommen von großer Bedeutung für die öffentliche Trinkwasserversorgung. Die Wassergewinnungen sind bevorzugt in den Bereichen errichtet worden, wo der Mittlere Buntsandstein von Tonsteinen des Oberen Buntsandsteins überlagert wird, wie zum Beispiel in Mechernich-Bleibuir, und dadurch einen gewissen Schutz vor schädlichen Einträgen genießt. Die Brunnen, mit denen das Grundwasser erschlossen wird, reichen oft deutlich tiefer als 100 m. Bei den Wassergewinnungen aus den Sandsteinen des Oberen Buntsandsteins handelt es sich zumeist um Quelfassungen. Die hier genutzten Quellen sind an Störungen gebunden, an denen ein Versatz der Gesteinsschichten gegeneinander zum Überlaufen des Grundwasserleiters führt (Quellen Mechernich-Eicks).

Im nordöstlichen Teil der Mechernicher Trias-Senke wird der Buntsandstein von den Schichtfolgen des Muschelkalks und des Keupers überlagert. Insbesondere die Karbonatgesteine des Muschelkalks sind gute Grundwasserleiter mit mittlerer bis mäßiger Ergiebigkeit. Bereichsweise können sie auch verkarstet sein. Sie werden ebenfalls, wenn auch im Vergleich zum Buntsandstein untergeordnet, wasserwirtschaftlich genutzt.

Die Grundwässer des Mittleren Buntsandsteins besitzen wegen des überwiegend silikatischen Gesteinschemismus meist niedrige Erdalkali- und Hydrogencarbonat-Konzentrationen. Im Oberen Buntsandstein bewirkt das karbonatische Bindemittel der Sandsteine hö-

here Gehalte der genannten Inhaltsstoffe, das Grundwasser ist daher in der Regel härter. Hohe Kalzium-, Magnesium- und Hydrogencarbonat-Gehalte prägen auch die Grundwässer des Muschelkalks.

Der Untergrund der Gesteinsfolgen der Mechernicher Trias-Senke wird aus gefalteten Unterdevon-Schichten gebildet. Hierbei handelt es sich um Grundwassernichtleiter oder -geringleiter. Sie stellen die tiefste Sohle dar, über die das Grundwasser in den triassischen Gesteinen abströmen kann.

Die großräumige Grundwasserströmung folgt dabei der muldenartigen tektonischen Form der Mechernicher Trias-Senke von deren höher gelegenen Südwest- zum Nordostrand

Abb. 74: Artesisches Ausströmen von Grundwasser aus einer Bohrung



hin. Dort tritt das Grundwasser zum Teil in die tertiärzeitlichen Lockergesteinsfolgen der Niederrheinischen Bucht über. Wo die triassischen Grundwasserleiter die tertiären – hydraulisch durch stauende Horizonte getrennt – unterlagern, ist das Grundwasser gespannt bis artesisch (Abb. 74). Das heißt, beim Anbohren dieser „abgetauchten“ Grundwasserleiter kann das Grundwasser unter solch hohem Druck stehen, dass es über Gelände ausströmt.

An der Südspitze der Mechernicher Trias-Senke, bei Sötenich, existiert ein hydraulischer Kontakt zwischen den Grundwasser führenden Buntsandstein-Folgen und den mitteldevonischen Massenkalken der Sötenicher Kalkmulde. Dies und Stollen aus den ehemaligen intensiven Bergbautätigkeiten in diesem Raum bewirken, dass der nordwestliche Teil der Kalkmulde zwischen Sötenich und Kallmuth über die Buntsandstein-Folgen mit entwässert wird. Der größte Abfluss erfolgt über den Burgfeyer Stollen, der seit den 1930er-Jahren die römische Quelfassung Klausbrunnen bei Kallmuth trockengelegt hat. Zu Spitzenzeiten treten am Stollenmundloch bei Burgfey bis zu 330 l/s aus. Das Wasser ist aufgrund seines hohen Blei-, Zink- und Nickel-Gehaltes aber nicht nutzbar.

Aachen-Südlimburger Kreide-Tafel

Im Raum Aachen werden die gefalteten devon- und karbonzeitlichen Gesteinsfolgen des Venn-Vorlandes von flach liegenden Gesteinen der Oberkreide überlagert. Innerhalb der Oberkreide stellen die Aachen-Schichten, die überwiegend aus Fein- bis Mittelsanden bestehen, den wichtigsten Grundwasserleiter dar. Sie werden von den Grundwasser stauenden Hergenrath-Schichten (s. S. 73, Tab. 4) mit dem Basiston unterlagert. Dort, wo die Schichtgrenze zwischen dem Porengrundwasserleiter und dem Basiston im Gelände ausstreicht, wie beispielsweise im Aachener Wald, tritt das sehr weiche Grundwasser aus Quellen zutage. Es war früher für die Textilindustrie in Aachen von großer Bedeutung. Da der Grundwasserleiter nur gering bis mäßig ergiebig ist, wurden seinerzeit Stauweiher zur Bevorratung und Bewirtschaftung des Wassers angelegt. Heute ist dieses Grundwasser wasserwirtschaftlich unbedeutend.

Die jüngsten kreidezeitlichen Ablagerungen im Aachener Raum sind die Kalk- und Kalkmergelsteine der Maastricht-Stufe, welche die Höhen im westlichen Stadtgebiet bilden. Sie sind

Abb. 75: Die „Sieben Quellen“ in Aachen-Seffent



gute Kluffgrundwasserleiter und bereichsweise auch verkarstet. Das Grundwasser aus diesen Gesteinen ist deutlich härter als das der Aachen-Schichten. Der bekannteste Quellaustritt aus den oberkretazischen Kalk- und Kalkmergelsteinen ist die starke Quelle von Sef-fent. Der Name dieser Quelle rührt vom Französischen Sept Fontaines = Sieben Quellen her (Abb. 75).

Trinkwasser

Bedingt durch die hydrogeologischen Gegebenheiten, stützt sich die öffentliche Trinkwassergewinnung im nordrhein-westfälischen Teil der Eifel im Wesentlichen auf das Wasser aus den Talsperren. Die wasserrechtlich erlaubten Mengen belaufen sich bei den Talsperren einschließlich der direkten Entnahme aus der Rur bei Obermaubach in der Summe auf rund 82 Mio. m³/a, die Grundwasserentnahmen in der Eifel betragen laut Angaben der Wasserbehörden in Nordrhein-Westfalen im Mittel ca. 33 Mio. m³/a (Abb. 76). Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass mit dem gewonnenen Trinkwasser nicht nur die Bevölkerung in der Eifel versorgt wird, sondern auch in Teilen des Eifelvorlandes.

Die Trinkwassergewinnung aus Grundwasser wird zu ca. 54 % aus den devonischen Kalk- und Dolomitgesteinen der Eifel-Kalkmulden und aus den Aachen-Stolberger Massenkalkzügen bestritten. Rund 31 % stammen aus den unterkarbonischen Kohlenkalkzügen. Der Rest verteilt sich im Wesentlichen auf die Grundwasserleitergesteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteins sowie untergeordnet des Muschelkalks (Abb. 77).

Historisch bedingt gab es früher in der Eifel eine Vielzahl kleinerer gemeindeeigener Wasserwerke. Viele solcher lokalen Wasserversorger existieren heutzutage nicht mehr. Aus technischen und betriebswirtschaftlichen Gründen und vor allem auch zur Erhöhung der Versorgungssicherheit haben sich die meisten

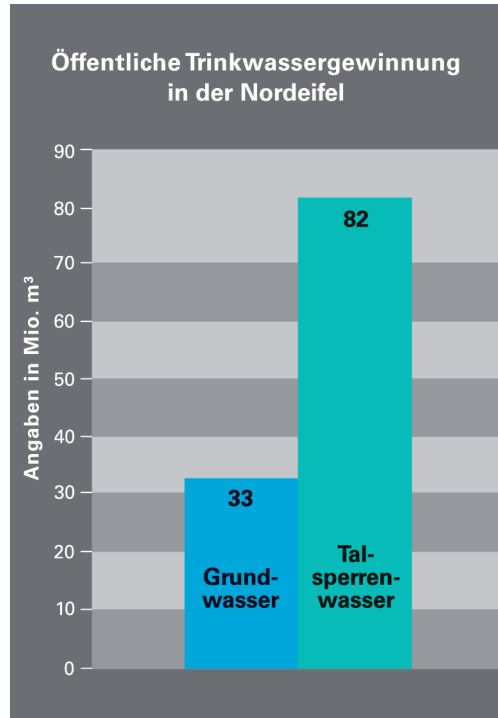


Abb. 76: Rohwasser-Anteile der öffentlichen Trinkwassergewinnung

von ihnen zu Wasserbeschaffungsverbänden zusammengeschlossen.

Das Trinkwasser als wichtigstes Lebensmittel des Menschen überhaupt unterliegt strengen Qualitätsanforderungen. Um das für Trinkwasserzwecke genutzte Talsperrenwasser und das Grundwasser vor nachteiligen Beeinflussungen zu schützen, sind in der Nordeifel zahlreiche Wasserschutzgebiete ausgewiesen worden. Die Flächennutzung innerhalb dieser Schutzgebiete unterliegt je nach Entfernung zur Wasserentnahme mehr oder minder strengen Einschränkungen. In den Bereichen intensiver landwirtschaftlicher Nutzung wird in Kooperationen von Landwirtschaft und Wasserwirtschaft versucht, die Grundwasserqualität zu verbessern beziehungsweise die bakterielle Belastung von Talsperrenzuflüssen zu vermeiden. Um den Vorgaben der Trinkwasser-

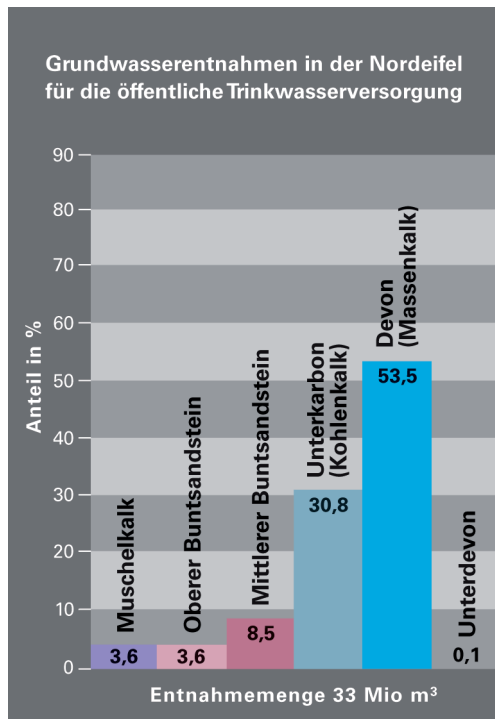


Abb. 77: Anteile der Grundwasserentnahmen für die öffentliche Trinkwasserversorgung

verordnung zu genügen, muss das verwendete Rohwasser in der Regel – nicht zuletzt auch wegen natürlicher geogener Beeinflussungen, wie zu hohe Eisen- und Mangankonzentrationen – aufbereitet werden.

Mineral- und Heilwässer

Auch Mineralwässer sind Bestandteil des natürlichen Wasserkreislaufs. Sie werden meist mit Brunnen aus größerer Tiefe gefördert oder steigen selbsttätig aus größerer Tiefe auf und treten an der Geländeoberfläche als Mineralquelle aus. Im Vergleich zum oberflächennahen Grundwasser verweilt das Mineralwasser deutlich länger im Untergrund. Die Verweilzeiten bewegen sich in den Größenordnungen von Hunderten oder Tausenden von Jahren.

Die Wechselwirkungen mit dem durchströmten Gestein können daher intensiver sein. Die dabei stattfindenden Lösungs-, Mischungs- und Austauschvorgänge prägen die hydrochemische Eigenart jedes einzelnen Mineralwassers und damit auch seinen charakteristischen Geschmack.

Natürliches Mineralwasser muss nach der Mineral- und Tafelwasser-Verordnung seinen Ursprung in einem vor Verunreinigungen geschützten unterirdischen Wasservorkommen haben. Dies erklärt die in der Regel größere Herkunftstiefe der Mineralwässer. Das Mineralwasser muss von ursprünglicher Reinheit sein, also frei von anthropogenen Beeinflussungen. Seine Mineralisation und die übrigen Merkmale, wie zum Beispiel seine Temperatur, müssen im Rahmen natürlicher Schwankungen konstant bleiben, auch wenn die Förder- oder Schüttungsmengen schwanken. Außerdem werden hohe mikrobiologisch-hygienische Anforderungen gestellt. Das Mineralwasser muss arm an natürlichen gesundheits-schädlichen Bestandteilen, wie zum Beispiel Schwermetallen, sein. Natürliches Mineralwasser darf als solches gewerbsmäßig nur in den Verkehr gebracht werden, wenn es nach zahlreichen Überprüfungen amtlich anerkannt worden ist.

Natürliche 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 Badzwecken genutzt, zum Trinken verabreicht oder in Flaschen abgefüllt versandt. Sie müssen hygienisch-bakteriologisch einwandfrei sein und einen Mineralgehalt von mindestens 1 000 mg/l aufweisen. Besitzen die Heilwässer besondere wertbestimmende Spurenelemente in einer vorgegebenen Mindestkonzentration.

zentration, werden sie entsprechend prädikatiert. Überschreitet zum Beispiel der Iodid- oder der Fluoridgehalt jeweils 1 mg/l, so erhält das Heilwasser das Prädikat iodid- oder fluoridhaltig. Bei einem Gehalt von mehr als 1 000 mg/l an gelöstem freiem Kohlenstoffdioxid spricht man von einem Säuerling. Liegt die Temperatur des Heilwassers über 20 °C, handelt es sich um ein Thermalwasser.

Nach geologischen und hydrogeologischen Kriterien abgrenzbare Gebiete mit jeweils typischen Mineralwasservorkommen bezeichnet man als Mineralwasser-Provinzen. In Nordrhein-Westfalen gibt es sechs davon: das Münsterland, Ostwestfalen-Lippe, das Ruhrgebiet, die Niederrheinische Bucht, das rechtsrheinische Schiefergebirge (Sauerland und Bergisches Land) und das linksrheinische Schiefergebirge (Eifel).

Innerhalb der Eifel werden wiederum vier Mineralwasser-Subprovinzen unterschieden. Die Subprovinz Ardennen-Hohes Venn ist gekennzeichnet durch mineralarme Wässer. Als einer der bekannteren Vertreter ist hier sicherlich das belgische Spa zu nennen. Eine Besonderheit stellt die Heilstein-Quelle in Schleiden dar, die im oberen Sauerbachtal aus Ton- und Sandsteinen der Rurberg-Schichten entspringt. Wie der Name des Baches schon ahnen lässt, handelt es sich bei dieser Mineralquelle um einen Säuerling. Nach den Analysen ist die Heilstein-Quelle als Natrium-Kalzium-Hydrogenkarbonat-Säuerling zu klassifizieren. Ihre Nutzung bereits zu römischer Zeit ist durch archäologische Funde belegt. In neuerer Zeit wurde die Heilstein-Quelle durch eine rund 50 m tiefe Brunnenbohrung gefasst. Über eine Rohrleitung wird ihr Wasser nach Einruhr am Rursee geführt, wo ein Laufbrunnen (Abb. 78) die Möglichkeit bietet, dieses Wasser zu kosten. Als Ursprung der Heilstein-Quelle wird der Aufstieg von kohlen säurehaltigen Wässern über eine Nord – Süd verlaufende Störungszone angenommen. Gestützt wird diese Vermutung unter anderem auch dadurch, dass nördlich des Rursees, in Nideggen-Schmidt,



Abb. 78: Heilstein-Quelle, Laufbrunnen in Einruhr

mit dem im Volksmund sogenannten „Sure Pütz“ ein weiterer Säuerling bekannt ist.

Hochmineralisierte Wässer dominieren die Subprovinz Westeifel-Moseltal. Sie erstreckt sich zwischen Hallschlag/Kyll und dem Moseltal bei Bullay-Bad Bertrich, liegt also im Wesentlichen auf rheinland-pfälzischem Gebiet und wird daher hier nicht weiter beschrieben.

Das Gebiet mit einer Häufung von kohlen säurehaltigen und zum Teil auch thermalen Mineralwasservorkommen zwischen dem Neuwieder Becken und dem Rheintal bei Bonn wird zur Subprovinz Osteifel-Rheintal zusammengefasst. Die Wässer steigen über tief reichende Störungssysteme auf, welche den Verlauf der Verwerfungen nachzeichnen, entlang derer die südliche Niederrheinische Bucht in das Rheinische Schiefergebirge eingebrochen ist. Als sogenannte Kohlen säurelinien lassen sie sich bis in den Kölner Raum weiterverfolgen. Zur Mineralwasser-Subprovinz Osteifel-Rheintal gehören unter anderem die vielfältigen Nutzungen im Ahr- und Brohltal sowie auf nordrhein-westfälischem Gebiet die Gewinnungen in Bad Godesberg. Dort wird das Wasser der als Brunnen gefassten Kurfürstenquelle zu Heilzwecken balneologisch verwendet und

auch für Trinkkuren genutzt. Das Wasser des Draitschbrunnens in Bad Godesberg wird als Mineralwasser abgefüllt. In beiden Fällen handelt es sich um Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Säuerlinge, die aus unterdevonischen Gesteinen gewonnen werden.

Die CO₂-reichen Mineralwässer der Subprovinzen Westeifel-Moseltal und Osteifel-Rheintal wurden früher immer aufgrund ihrer räumlichen Lage und Zusammensetzung in einen direkten genetischen Zusammenhang mit dem Eifel-Vulkanismus gebracht. Das aufsteigende Kohlendioxid wurde quasi als letzter Hauch des abklingenden Vulkanismus gedeutet. Neuere Untersuchungen legen jedoch die Vermutung nahe, dass kein ursächlicher Zusammenhang mit dem Vulkanismus besteht. Man geht vielmehr davon aus, dass beides – der Aufstieg von Magma und der CO₂-Aufstieg – auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen sind. Verantwortlich scheinen partielle Aufschmelzungen im Bereich des Oberen Erdmantels zu sein, die das Ergebnis anhaltender großräumiger geodynamischer Prozesse sind.

Die Thermal- und Mineralwässer im Stadtgebiet von Aachen repräsentieren die vierte Mineralwasser-Subprovinz der Eifel. In zwei parallelen Südwest – Nordost verlaufenden Quel-

lenzonen treten dort Thermalwässer aus, die zu den heißesten Mitteleuropas außerhalb der Vulkangebiete zählen. Die Wässer werden als fluoridhaltige Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Thermen klassifiziert. Ihre Gesamtmineralisation beträgt im Mittel zwischen 3,5 und 4,5 g/kg.

Es wird vermutet, dass die Stadt Aachen ihre Entstehung diesem heißen Wasser zu verdanken hat. Nachgewiesenermaßen haben schon die Kelten den Ort besiedelt und ihrem Wassergott Grannus gewidmet. Zur Römerzeit wurde daraus der Ortsname Aquae Granni beziehungsweise Aquisgranum abgeleitet. Auch Karl der Große soll das Thermalwasser zu schätzen gewusst haben. So nimmt der heutige französische Name von Aachen – Aix-La-Chapelle – Bezug auf das Wasser und auf die Pfalzkapelle Kaiser Karls, den Aachener Dom.

Eine der beiden Wasseraustrittszonen erstreckt sich über eine Länge von ca. 500 m durch die Innenstadt von Aachen. Mehr oder weniger auf einer Linie angeordnet, befinden sich hier die Kaiserquelle, die Nikolausquelle, die Quelle Großer Monarch und die Rosenquelle. Die heißeste von ihnen ist mit einer Wassertemperatur von 53 °C die Kaiserquelle. Ursprünglich flossen die Thermalquellen frei aus. Heute

Abb. 79: Elisenbrunnen, Aachen-Innenstadt



sind sie durch Quellkammern im Fels ausgebaut oder brunnenartig gefasst und das Thermalwasser wird abgepumpt. In der Quellzone Aachen-Innenstadt werden so rund 50 m^3 pro Stunde entnommen und in den Kur- und Badeeinrichtungen der Stadt für balneologische Zwecke genutzt. Wasser aus der Kaiserquelle wird außerdem auch zur Mineralwasserabfüllung verwendet. Sehen und kosten kann man das Thermalwasser in dem auf den Architekten Schinkel zurückgehenden Elisenbrunnen (Abb. 79). Ein kleiner Teilstrom wird ständig hierher abgeleitet und bedient einen Laufbrunnen. Der prägnante Geruch nach Schwefelwasserstoff sollte einen nicht davon abhalten, das Wasser zu probieren. Es ist unter anderem dazu geeignet, Schwermetalle aus dem Körper abzuführen und wurde früher aus diesem Grunde zu Trinkkuren verabreicht. Auch heute noch füllt sich der Eine oder Andere hier Wasser zum Trinken ab.

Die zweite Austrittszone von Thermalwasser befindet sich in Aachen-Burtscheid. Die Gesamterstreckung der ca. 50 m schmalen Quellzone beträgt hier 2 200 m. Auch in Burtscheid flossen die Thermalwässer ursprünglich frei aus. Man muss davon ausgehen, dass, bevor die Hauptquellen gefasst wurden und die Quellzone überbaut wurde, auch zahlreiche diffuse Thermalwasseraustritte existierten. In der heißesten Quelle, der Landesbadquelle, wird eine Temperatur von bis zu $73 \text{ }^\circ\text{C}$ gemessen. Nach Nordosten hin schließen sich an diese zahlreiche weitere Quellen an: die Schwertbadquelle, die Rosenquelle/Burtscheid und die Mephistoquelle, um nur die genutzten zu nennen. Ca. 80 m^3 Thermalwasser pro Stunde wird den Quellen insgesamt entnommen und in den Burtscheider Kliniken für therapeutische Zwecke verwendet. Das Wasser der Mephistoquelle dient der Mineralwasserabfüllung. Ein Überlauf der Landesbadquelle speist den Laufbrunnen am Burtscheider Marktplatz (Abb. 80), wo auch ein Schild Informationen zu Inhaltsstoffen und Heilanzeigen gibt.



Abb. 80: Marktbrunnen, Aachen-Burtscheid

Die Thermalwasseraustritte von Aachen sind Gegenstand von zahlreichen wissenschaftlichen Untersuchungen unter anderem zu ihrer Entstehung, zur Hydrogeologie und zur Hydrogeochemie. In der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts entwickelte Modellvorstellungen über die Genese der Thermalquellen wurden dabei vom Prinzip her durch neuere Forschungsarbeiten bestätigt. Die beiden parallelen Südwest – Nordost verlaufenden Quellzonen sind an die Ausstrichbereiche oberdevonischer Kalk- und Mergelsteine gebunden. Die Karbonatgesteinszüge, manchmal auch Quellzüge genannt, gehören zu den Südostflanken zweier gestörter Sattelstrukturen, die entlang der Aachener und der Burtscheider Überschiebung aufgeschoben worden sind. In der Nähe der Überschiebungsbahnen sind in den Kalk- und Mergelsteinbänken bevorzugte Fließwege entstanden, über die tiefes Grundwasser aus der im Südosten anschließenden Muldenstruktur aufsteigen kann. Beide Quellzonen werden aus einem gemeinsamen weiträumigen Thermalwasser-Fließsystem gespeist (Abb. 81). Die Aufstiegswege trennen sich vermutlich dort, wo sich von der überregional bedeutsamen Aachener Überschiebung die kleinere Burtscheider Überschiebung abspaltet.

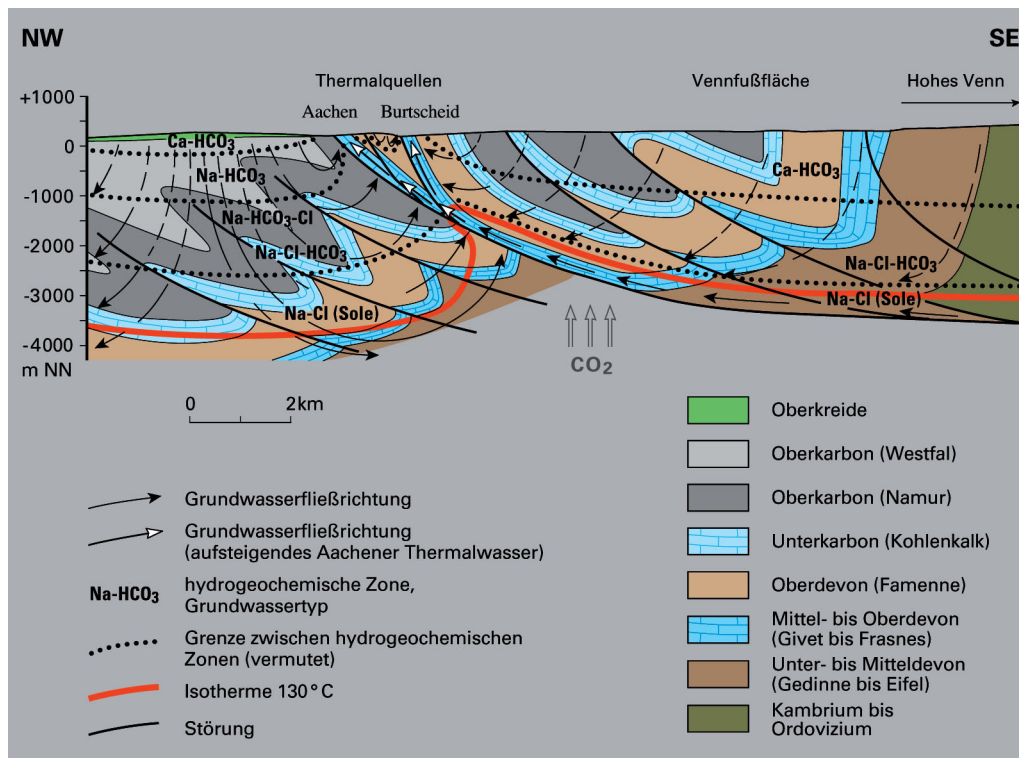


Abb. 81: Querprofil durch das Thermalwasser-Fließsystem Aachen (nach POMMERENNING 1993)

Das potenzielle Einzugsgebiet der Quellen liegt im Wesentlichen südlich und südöstlich im Vorland des Hohen Venns, aber auch Teile des westlich gelegenen Aachener Waldes können zur Wiederergänzung der Quellen beitragen. Durch die Höhenlage des Einzugsgebietes ist das für ein artesisches Ausfließen der Thermalquellen erforderliche hydraulische Gefälle gegeben. Die hohen Temperaturen der Thermalwässer sind das Ergebnis der Teufe von ca. 3 000 – 4 000 m, die das Grundwasser im Muldentiefsten durchströmt. Da das Wasser der Burtscheider Quellen den kürzeren und damit schnelleren Aufstiegsweg aus der Tiefe nimmt, sind die Wärmeverluste geringer und damit die Auslauftemperaturen dort höher als in den Quellen der Innenstadt.

Die Hydrochemie aller Aachener Thermalwässer ist geprägt durch einen hohen Anteil von altem Tiefengrundwasser (Natrium-Chlorid-

Sole). Wasser-Gesteins-Reaktionen während der Untergrundpassage und unterschiedlich starke Mischungsprozesse mit oberflächennäherem jüngerem Grundwasser bestimmen dann den messbaren Mineralbestand am einzelnen Quellaustritt. Aufgrund schwefelkiesreicherer Nebengesteine weisen die Quellen in der Innenstadt gegenüber den Burtscheider Quellen höhere Schwefelwasserstoff-Gehalte auf.

Trotz der Besonderheit der Aachener Thermalquellen und ihrer Bedeutung für die Bädertradition der Stadt und die Mineralwasserabfüllung bleiben die Quellorte selber für den Interessierten leider verborgen, da sie überbaut und verschlossen sind. Eine Bürgerstiftung hat sich daher zum Ziel gesetzt, in einer „Thermalwasserroute“ einige der Thermalquellen wieder sichtbar und erlebbar zu machen.

Boden

Franz Richter

Boden und Bodennutzung

„Der Boden ist eines der kostbarsten Güter der Menschheit. Er ermöglicht es Pflanzen, Tieren und Menschen, auf der Erdoberfläche zu leben.“ Dieser Ausschnitt aus der Europäischen Bodencharta kennzeichnet die Bedeutung des Bodens als eine der neben Wasser, Luft und Licht notwendigen Lebensgrundlagen.

Als „Boden“ bezeichnen wir die oberste, etwa 50 – 200 cm mächtige Verwitterungsschicht der Erdrinde. Die heutigen Böden sind das Ergebnis eines seit dem Ende der letzten Kaltzeit vor etwa 10 000 Jahren andauernden Prozesses. Boden entsteht durch physikalische und chemische Verwitterung, durch Mineralneubildung und Stofftransport.

Die Geschwindigkeit und die Richtung, in der eine Bodenentwicklung verläuft, werden durch die bodenbildenden Faktoren bestimmt. Dazu gehören neben dem Ausgangsgestein noch Klima, Relief, Luft, Wasser, Pflanzen, Tiere und der Mensch. So bilden sich im einfachsten Falle drei gut unterscheidbare Bereiche heraus: Der dunkle, humose, mineralische Oberboden; der helle humusarme oder humusfreie, mineralische Unterboden und, darunter, das Ausgangsgestein.

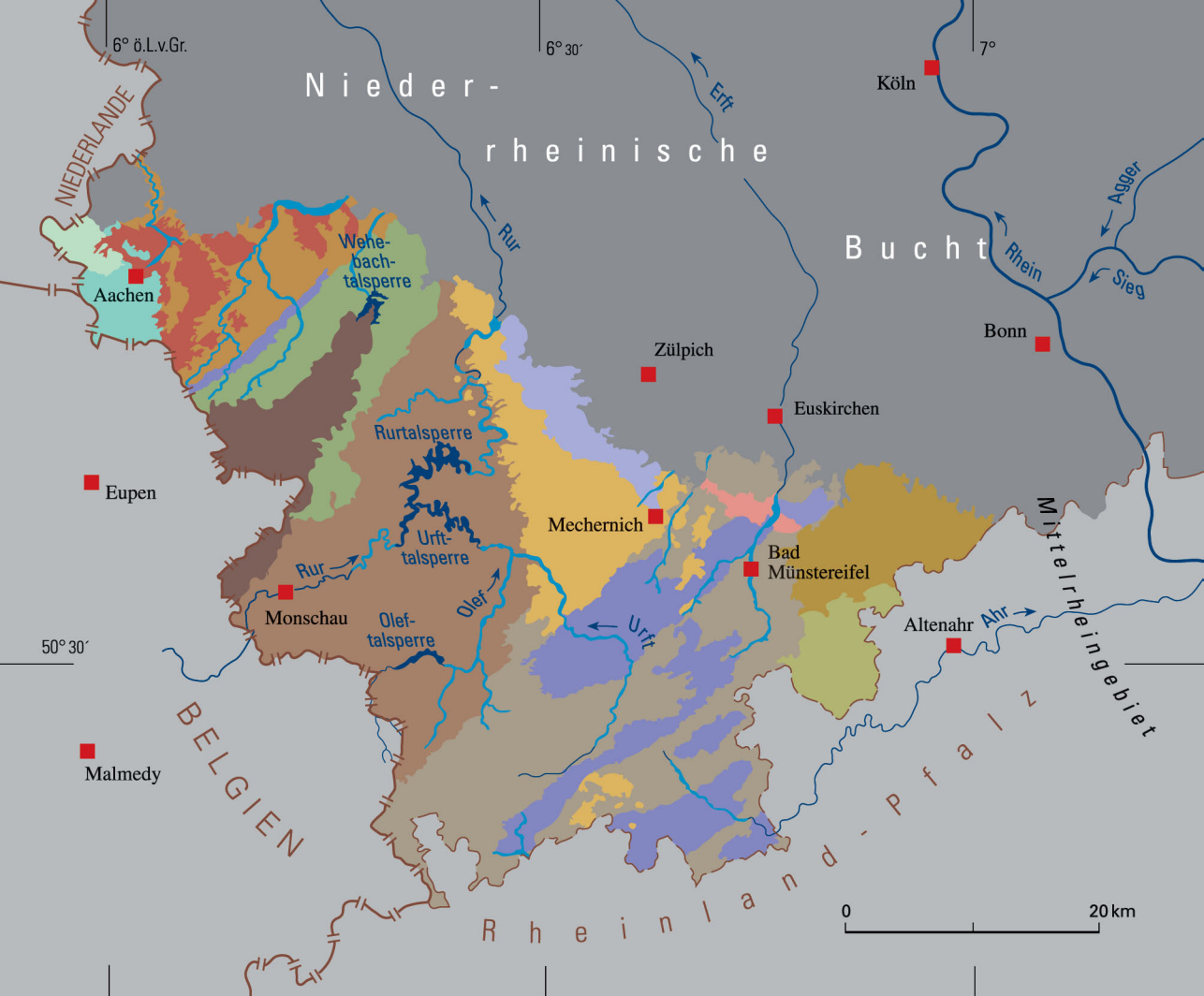
Wahrscheinlich war die gesamte Eifel mit Ausnahme der durch Hochmoore bedeckten Teile des Vennrückens, nasser Flussauen und sehr trockener, felsiger Standorte ursprünglich bewaldet, vermutlich ausschließlich mit Laubbölkern. Zahlreiche Ortsnamen wie „Rott“, „Roetgen“ beziehungsweise die Endungen „-rath“, „-holz“ oder „-schlag“ weisen auf eine ehemals ausgedehntere Bewaldung hin.

Schon für die jüngere Steinzeit sind im Waldland der Eifel Ackerbau und Viehzucht nachgewiesen. Die Römer trafen bereits eine hoch entwickelte Siedlungsstruktur mit Dörfern und

Einzelhöfen an. In der Römerzeit wurde der Wald sehr stark zurückgedrängt. Große Flächen wurden für die Anlagen von römischen Bauernhöfen, sogenannten „*villae rusticae*“, gerodet. Besonders oft lagen diese in den Eifel-Kalkmulden, zum Beispiel bei Blankenheim, eher verstreut in den übrigen Gebieten. Befestigungsanlagen und Häuser waren in diesem Grenzgebiet des Römischen Reiches häufig aus Holz. Groß war auch der Holzbedarf für das Brennen von Ziegeln, das Heizen der Häuser, in den kleineren „*vici*“, den Zentren einer kleineren Region wie beispielsweise Tolbiacum (Zülpich) mit seinen Thermen, Belgica (Rheder/Billig) oder Marcomagus (Marmagen). Auch verschiedene Bodenschätze wurden bereits in größerem Maßstab genutzt, wie zum Beispiel Eisen, Ton, Blei (Mechnich), Bausteine (Katzensteine bei Katzvey, vgl. Kap. „Lagerstätten“) und nicht zuletzt Wasser (Wasserleitung nach Köln, vgl. Kap. „Eifel-Wasserleitung“).

In fränkischer Zeit setzte sich der Wald wieder durch. Die großen zusammenhängenden Waldgebiete waren vor allem Jagdreviere der Könige. Seit dem frühen Mittelalter gehörten sie den Landesherrn oder der Kirche.

Die nicht durch die Jagd beanspruchten Wälder wurden landwirtschaftlich genutzt. Eine der Hauptnutzungen im Mittelalter war die Schweinemast, vor allem in den sogenannten „Markenwaldungen“, in der näheren Umgebung von Dörfern. Hierdurch wurde die Verbreitung der Stieleiche begünstigt, da sie die geeignetsten Früchte lieferte. Gegen Ende des 13. Jahrhunderts gewann die Schafzucht an Bedeutung. Weit verbreitet war die Dreifelderwirtschaft, die bis ins 19. Jahrhundert bestand. Die Ertragsfähigkeit wurde durch die Anlage von Ackerterrassen, das Ablesen von Steinen und durch Düngung verbessert. Eine Besonderheit ist die Bewässerung von Wiesen mit



Bodengroßlandschaft der Auen und Niederterrassen

Böden aus Auenablagerungen im Rheinischen Schiefergebirge

Bodengroßlandschaft der Lösslandschaften des Berglands

- Böden der lössbedeckten Silikat- und Karbonatgesteine des Venn-Vorlandes
- Böden aus Löss über älteren Flussterrassen sowie tertiärem Sand und Ton des Antweiler Grabens

Bodengroßlandschaft mit hohem Anteil an karbonatischen Gesteinen

- Böden aus Kalk- und Mergelsteinen der Aachen-Südlimburger Kreide-Tafel
- Böden aus Silikat- und Karbonatgesteinen der Mechernicher Voreifel

Bodengroßlandschaft mit hohem Anteil an silikatischen Gesteinen

- Böden aus Sand und Ton der Aachen-Südlimburger Kreide-Tafel
- Böden aus Sandstein und Konglomeraten der Mechernicher Voreifel und des Eichholzrückens

Bodengroßlandschaft der Ton- und Schluffsteine, mit wechselnden Anteilen an Grauwacke, Kalkstein, Sandstein und Quarzit, z. T. lössbedeckt

- Böden aus Karbonatgesteinen, z. T. Silikatgesteinen der Kalkeifel und des Venn-Vorlandes
- Böden aus Silikat- und Karbonatgesteinen, z. T. mit Graulehmrelikten, des Venn-Vorlandes und des Wurmtales
- Böden aus Silikatgesteinen, z. T. mit Graulehmrelikten, der Kalkeifel
- Böden aus Silikatgesteinen der Rureifel
- Böden aus Silikatgesteinen, z. T. mit Graulehmrelikten, des Flammersheimer und Münstereifeler Waldes
- Böden aus Silikatgesteinen, z. T. mit Graulehmrelikten, der Ahreifel
- Böden aus Silikatgesteinen, z. T. mit Graulehmrelikten, der Venn-Abdachung
- Böden aus Silikatgesteinen, z. T. mit Graulehmrelikten, des Venn-Plateaus

Abb. 82: Die Bodenlandschaften der Eifel

nährstoffreichem Wasser zur Ertragssteigerung durch die nahezu hangparallelen sogenannten „Flüxgräben“.

Häufig wurde in großem Umfang unregelmäßiger Waldfeldbau mit der sogenannten „Schiffelwirtschaft“ betrieben. Hierzu wurde die Bodenvegetation abgehackt, getrocknet und anschließend verbrannt; die Asche wurde mit dem Boden vermengt. Die so gedüngten Flächen konnten zwei Jahre hintereinander bewirtschaftet werden, bevor neue Flächen unter Kultur genommen werden mussten.

Sehr verbreitet waren in der Eifel auch die Waldweide und die Streunutzung. Der hohe Bedarf an Holzkohle für die Glas- und Eisenindustrie, der erst durch die Verwendung von Stein- und Braunkohle zurückging, hatte ebenfalls eine starke Übernutzung der Wälder zur Folge. Daneben gab es noch die Niederwaldwirtschaft mit der Gewinnung von Brennholz und Lohrinde (Eichenschälwald).

Durch diese Übernutzung wurden die Böden immer weiter devastiert. Am Ende des 18. Jahrhunderts war die Eifel großflächig entwaldet und die häufig tief erodierten und verarmten Böden waren mit Wacholderheiden bedeckt. Erst mit der Preußenzeit im 19. Jahrhundert begann für die Eifel die Zeit einer geregelten Forstwirtschaft. Weite Heideflächen wurden mit der ungeliebten Fichte (dem „Preußenbaum“) aufgeforstet. Im Venn wurden große Hochmoorflächen trockengelegt und in Hochwald überführt; die Grünlandflächen um die Dörfer wurden ausgedehnt.

Durch die Intensivierung des Bergbaus – insbesondere auf Blei und Zink um Mechernich, Maubach und Stolberg – zu Beginn der Industrialisierung wurden die Böden abgegraben,

mit Halden bedeckt und nicht unerheblich mit Schwermetallen belastet.

Gegen Ende des Zweiten Weltkrieges wurde ein großer Teil der Eifellandschaft, vor allem im Hürtgenwald, verwüstet. Heute nimmt der Waldanteil an der Gesamtfläche wieder leicht zu. Vor allem sind es aus der landwirtschaftlichen Produktion herausgenommene Grenzertragsböden, die wieder aufgeforstet werden.

Die außerordentliche Gesteinsvielfalt der Nordeifel bewirkt eine große Mannigfaltigkeit von Böden. Daher werden in der Übersichtskarte (Abb. 82) lediglich die Substrate, aus denen die Böden entstanden sind, dargestellt, die typisch für die einzelnen Bodenlandschaften sind.

Die Böden der Nordeifel Böden aus Silikatgesteinen

Die größten Flächenanteile an den Silikatgesteinen nehmen Ton-, Schluff- und Sandsteine, untergeordnet auch Quarzite und Konglomerate des Paläozoikums ein. Nicht unbedeutend sind die Vorkommen von Tonsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten der Trias und die teilweise verkieselten Sande der Aachener Oberkreide. Vulkanite treten nur auf sehr kleiner Fläche zutage.

Die Oberfläche der Silikatgesteine ist unterschiedlich stark verwittert und aufgelockert und von meist mehrschichtigen Lockergesteinsdecken überzogen. Zuoberst liegt, nahezu flächendeckend, eine im Mittel 5 dm mächtige Fließerde aus Gesteinsverwitterungsmaterial mit unterschiedlichen Lösslehmanteilen. Darunter folgen meist dichter gelagerte grus- und steinreiche Fließerden aus dem Verwitterungsmaterial des im Untergrund anstehenden Festgesteins. In einigen Bodenlandschaften enthalten sie tonreiche Reste fossiler tertiärer Verwitterungsdecken.

Die Gesamtmächtigkeit der Fließerden nimmt an Hängen zum Oberhang hin ab.

Ranker

Ranker dokumentieren das Frühstadium einer Bodenbildung. Sie entstehen aus Silikatgestein, und zwar durch physikalische und chemische Verwitterung auf Kuppen, Rücken, Rippen oder exponierten Steilhängen, also dort, wo die Erosion einer weiteren Bodenentwicklung entgegenwirkt. Ranker bestehen aus einem humosen, stark steinig-grusigen Oberboden, der dem an der Oberfläche aufgelockerten Festgestein direkt aufliegt. Sie sind meist sehr flachgründig, auf Sandstein oder Quarzit eher basenarm, auf Tonstein und vor allem auf Basalt wesentlich basenreicher.

Die Fähigkeit der Ranker, Wasser und Nährstoffe zu speichern, ist gering. Sie bilden trockene, dürre- und erosionsgefährdete Standorte, die häufig selbst für eine forstliche Nutzung kaum infrage kommen. Ranker findet man häufig an den Hängen der steil eingeschnittenen Täler von Ahr, Erft, Urft, Rur und Kall. Beispielsweise auf den Hängen des Kermeters – einem Höhenzug der Eifel –, zum Ober- und Urftsee hin, hat sich ein engräumiger Wechsel von Felsklippen, Gesteinsrohböden, Rankern und flachgründigen Braunerden ausgebildet. Diese kleinräumige Landschaft weist auch aufgrund ihres stark wechselnden Mikroklimas eine große Biotopvielfalt auf und ist deshalb einer der ökologisch wertvollsten Bereiche im neuen Nationalpark Eifel.

Auf dem Buntsandstein des Rurtales zwischen Heimbach und Kreuzau sind die Ranker mit Braunerden und Podsolen vergesellschaftet. Auf diesen trockenen, meist sehr sauren und basenarmen Standorten herrscht eine Vegetation mit Besenheide, Birke und Vogelbeere vor.

Sehr kleinflächig kommen Ranker mit einer reichen Krautschicht auf Basalt vor.

Basenarme Braunerden

Basenarme Braunerden (Abb. 83) entstehen in der lockeren, lösslehmhaltigen Deckschicht durch Verwitterung, Entkalkung und Verlehmung. Bei der Braunerdebildung wird Eisen freigesetzt, das als fein verteiltes „Brauneisen“ häufig Quarzkörner und Gesteinsbruchstücke umhüllt und so dem Boden seine namensgebende homogene braune Färbung verleiht. Enthält das Ausgangsgestein stabile rötliche Eisenverbindungen, wie zum Beispiel das Gedinne-Basiskonglomerat, die Gesteine der Klerf-Schichten oder des Buntsandsteins, so entsteht nur wenig Brauneisen und das Rot-eisen des Ausgangsgesteins prägt die rotbraune Farbe des Bodens. Braunerden sind in der Regel stark an basischen Kationen verarmt. Eine bessere Basenversorgung haben die Böden nur dort, wo im Unterboden und im Unter-

Abb. 83: Basenarme Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde (bis 4 dm Tiefe) über Schuttdecke. Im Untergrund (unterhalb von etwa 9 dm Tiefe) Tonstein der Rurberg-Schichten (Unterdevon)

Abb. 84: In der Rureifel: Blick über den Obersee, im Hintergrund der Kermeter, das Herzstück des neu eingerichteten Nationalparks Eifel

Abb. 85: Buchenwald auf basenarmer Braunerde bei Zweifall

Abb. 86: Podsol aus Fließerde über entfestigtem Sandstein (Mittlerer Buntsandstein) bei Dahlem. Unter einer Humusaufgabe liegt ein heller Bleichhorizont (bis etwa 4 dm Tiefe), aus dem Humusstoffe zusammen mit Al- und Fe-Oxiden in den dunklen Anreicherungshorizont darunter transportiert wurden (Podsolierung). Im entfestigten Sandstein etwa unterhalb von 7 dm Tiefe sind weitere dünne Anreicherungshorizonte erkennbar.

Abb. 87: Kiefernforst auf Podsol bei Dahlem

Abb. 88: Stark gebleichter Pseudogley aus Fließerde über Tonstein des Kambriums (im Bild nicht sichtbar) auf dem Vennrücken bei Lammersdorf. Der stark gebleichte lösslehmhaltige Horizont bis etwa 5 dm Tiefe ist den größten Teil des Jahres vernässt, der braun/grau gefleckte darunterliegende Horizont besteht aus Verwitterungsmaterial des Tonsteins. Auf ihm staut sich das Niederschlagswasser.

Abb. 89: Moorstagnogley auf dem Vennrücken bei Lammersdorf



grund basenreichere Substrate anstehen. Häufig sind dies tonreiche Verwitterungsbildungen oder karbonathaltige Silikatgesteine beispielsweise im Oberdevon oder Unterkarbon am Nordhang des Vennrückens.

Typische Braunerden sind meist mit Subtypen vergesellschaftet.

Intensive Nutzung mit folgender Verheidung und der Anbau von Kiefern führten auf den Sandsteinen und Konglomeraten aus der Buntsandstein- und der Oberkreide-Zeit häufig zu starker Versauerung und zur Bildung von Podsol-Braunerden. Der Prozess der Podsolierung wird im Unterkapitel „Podsole“ beschrieben.

Schluffig-lehmige Braunerden wurden selbst nach langer Bestockung mit Nadelwald nicht podsoliert. Hier kam es lediglich zur Ausbildung von unscharf begrenzten Bereichen mit Tonzerstörung und Auswaschung in saurem Milieu; dieser Zustand wird als Podsoligkeit bezeichnet.

In Hangmulden und an Unterhängen verursacht ziehendes Wasser eine Bleichung und Rostfleckung des Substrates; es entsteht eine Pseudogley-Braunerde. Flache Rücken in Plateaulagen mit Wasser stauenden Verwitterungsbildungen im Untergrund werden ebenfalls durch pseudovergleyte Braunerden geprägt.

Am Rand von Talauen und Bachtälern bewirkt Grundwassereinfluss die Entstehung von Gley-Braunerden.

Basenarme Braunerden haben ihre Hauptverbreitung in der Rur- und Ahreifel (Abb. 84), in geringerem Ausmaß auf dem Vennrücken und in den Eifel-Kalkmulden. Hier, mit dichterem Untergrund, sind sie meist schwach staunass. Die Braunerden werden großflächig als Wald genutzt (Abb. 85). Grünland ist auf den Hochflächen zwischen Rur und Kall oder zwischen Olf und oberer Ahr weit verbreitet. Die Talhänge sind meist bewaldet.

Die meist schweren Böden auf den Tonsteinen des Oberen Buntsandsteins werden ackerbau-

lich genutzt. Hier liegt eines der wichtigsten deutschen Anbaugelände für Braugerste. Sehr markant ist in der Landschaft zwischen Nideggen und Kall die Grenze zwischen dieser ausgeräumten Agrarlandschaft und dem Kiefern-, Eichen- und Birkenwald auf Sandsteinen und Konglomeraten des Mittleren Buntsandsteins. Gleichfalls bewaldet sind die Braunerden auf den armen Kreide-Sanden um Aachen.

Basenreiche Braunerden aus Magmatiten

Abgesehen von den Böden auf Diabasen im Venn und dem winzigen Tonalitvorkommen von Lammersdorf sind Basaltböden die Einzigen auf Magmatiten im nordrhein-westfälischen Teil der Eifel. Basalt findet man nur in wenigen kleinen Vorkommen, beispielsweise am Tomberg bei Rheinbach, am Hochthürmen über dem Sahrachtal oder am Michelsberg bei Bad Münstereifel.

Die Böden auf den Basaltkuppen bestehen meist aus einer lösslehmreichen, tonig-lehmigen Fließerde mit tonigem Basalt-Verwitterungslehm und Basaltblöcken. Es sind fast ausschließlich basenreiche Braunerden, nur hin und wieder weisen sie eine schwache Staunässe auf. In diesen Böden werden durch die Verwitterung des Basaltes ständig Basen freigesetzt; es sind Standorte für einen artenreichen Buchenwald, vergleichbar den Wäldern auf dem Verwitterungsmaterial von Karbonatgesteinen.

Podsole

Podsole treten in der Eifel im Verbreitungsgelände der Oberkreide-Sande um Aachen und der Sandsteine und Konglomerate des Mittleren Buntsandsteins auf. Hinzu kommen noch kleinflächige Vorkommen auf tertiärzeitlichen Sanden.

Podsol ist eigentlich ein Boden in Landschaften mit kühlem, feuchtem Klima wie in Nord-

europa. Auf armem Ausgangssubstrat, beispielsweise Sandstein oder Quarzit, und unter Säure bildender Vegetation entsteht er auch in wärmeren, eher trockenen Gebieten. In stark saurem Milieu werden Tonminerale und andere Silikate zerstört, lediglich Quarz bleibt erhalten. Vor allem Eisen, Mangan und Aluminium werden zusammen mit Humusstoffen durch das Sickerwasser in den Unterboden verfrachtet und fallen dort als Oxide wieder aus. So entsteht das charakteristische Profilbild der Podsole (Abb. 86): Unter einer schlecht zersetzten Humusauflage liegt der typische aschgraue bis fast weiße Bleichhorizont aus unverwitterten Quarzkörnern, darunter der braune bis schwarze Anreicherungshorizont. Letzterer ist oft schwach verfestigt, man spricht dann von „Orterde“. Podsole sind häufig mit Braunerde-Podsolen vergesellschaftet, bei denen unter den Podsol-Horizonten noch solche der Braunerde erhalten sind.

Diese sehr armen Standorte sind fast ausschließlich mit schlechtwüchsigen Kiefernforsten (Abb. 87) oder mit Birken- und Traubeneichenwald bestockt, meist mit einem dichten Filz von Besenheide oder Heidelbeere als Krautschicht.

Pseudogleye

Stauäseeböden sind in der Eifel vor allem dort zu finden, wo das Niederschlagswasser über alten Verwitterungslehmen gestaut wird. Kleinere verstreute Vorkommen liegen in Hangmulden, Talrandlagen oder in der Nähe von Quellmulden.

Pseudogleye weisen eine ausgeprägte Zweischichtigkeit auf. Zuoberst befindet sich eine meist locker gelagerte, tonig-schluffige oder sandig-lehmige Fließerde mit unterschiedlichem Stein-, Grus- oder Kiesgehalt sowie Lösslehmanteilen. Darunter folgt eine meist dichter gelagerte, häufig grobbodenreiche, meist tonige Fließerde, nicht selten über dichtem Tonstein im Untergrund. Der dichte tiefere Unter-

boden und der Untergrund hemmen das Versickern des Niederschlagswassers. So kann sich in den regenreichen Wintermonaten, in denen zudem noch der Wasserverbrauch durch das Pflanzenwachstum, besonders der Laubbäume, sehr gering ist, das Wasser teilweise bis in den humosen Oberboden stauen. In der Vegetationszeit hingegen trocknen diese Böden oft vollständig aus, sodass im Herbst Wassermangel eintreten kann. Je nach Dauer und Intensität der Vernässung erwirbt der Boden eine typische Bleich- und Rostfleckung.

Die größte Ausdehnung haben Pseudogleye auf der alten Rumpffläche des Vennrückens. Tonsteine und Phyllite sind hier in der Kreide- und Tertiär-Zeit tiefgründig verwittert. Diese tonig-steinigen Substrate wurden in der letzten Kaltzeit durch Bodenfließen verlagert. So entstanden Fließerden mit geringer Durchlässigkeit, die von einer jüngeren, lösslehmhaltigen Fließerde überlagert werden. In diesem sehr niederschlagsreichen Gebiet sind Pseudogleye (Abb. 88) mit starker und lang andauernder Vernässung häufig. In flachen Senken geht die Entwicklung bis zum Stagnogley (Abb. 89). Bei diesen Böden ist der Oberboden ganzjährig von Stauwasser erfüllt, der ganze Boden ist stark gebleicht. Häufig kommt es auf Stagnogleyen zur Bildung von Übergangsmoortorf.

Auch in der Bodenlandschaft der lössbedeckten Silikatgesteine des Venn-Vorlandes sind Pseudogleye mit starker Stauäse nicht selten.

Weitaus geringere Niederschlagsmengen weist die Bodenlandschaft der Eifel-Kalkmulden auf. Jedoch sind auch hier die dicht gelagerten Fließerden aus rötlichen, stellenweise grünlich grauen, steinigen Tönen über Tonstein der Klerf-Schichten Ursache für die weite Verbreitung von Stauäseeböden. Starke Stauäse tritt nur kleinräumig auf, häufig ist der Subtyp des Braunerde-Pseudogleys.

Pseudogleye finden sich auch im Ostteil des Kermeters über dichten Verwitterungsbildungen auf Gesteinen des Buntsandsteins (Abb. 90).

Von der Landschaftsentwicklung, insbesondere der tiefgründigen Verwitterung her, ist die Rumpffläche des Flammersheimer Waldes mit dem Hohen Venn vergleichbar. Aufgrund der geringeren Niederschlagsmenge ist der vorherrschende Bodentyp ein Pseudogley mit mäßig starker Staunässe. In der Rur- und der Ahreifel treten Pseudogleye nur kleinflächig auf, meist in flachen Hang- oder Talanfängsmulden oder am Rand von Tälern.

Die Pseudogleye sind meist basenarm, nicht selten ist aber der tiefere, dichte Untergrund reicher an Basen. Pseudogleye mit lang andauernder Vernässung sind meist kalte Böden, Standorte für Moorbirke oder Stieleiche, die den schweren Unterboden aufschließen können. An sehr nassen Stellen wurde auch die Schwarzerle angebaut.

Große Bereiche des Venns wurden durch Grabenentwässerung trockengelegt und mit Fichte aufgeforstet, die stellenweise stark windwurfgefährdet ist. Für eine intensive Grünlandnutzung ist zusätzlich Dränung erforderlich.

Die großflächigen Pseudogleye auf Klerf-Schichten im Bereich der Eifler Nord-Süd-Zone, um Dahlem und Schmidtheim sowie im Flammersheimer Wald, sind meist bewaldet. Die Staunässeböden über Buntsandstein sind überwiegend mit einem lockeren Birken-Stieleichenwald bestockt.

Böden aus Karbonatgesteinen

Das größte Verbreitungsgebiet unter den Karbonatgesteinen der Eifel besitzt der mitteldevonische Massenkalk, der am Nordhang des Venns und in den Eifel-Kalkmulden ausstreicht. Geringere Ausdehnung haben der Kohlenkalk des Unterkarbons und Karbonatlagen im Oberdevon südlich von Stolberg und Eschweiler. Im Bereich der Aachen-Südlimburger Kreide-Tafel bei Aachen bedecken Kalk- und Mergelsteine der Oberkreide größte

Flächen. Die durch Störungen vielfach versetzte Schichtstufe des Muschelkalks begrenzt als Hügelkette die Mechernicher Trias-Senke zur Zülpicher Börde.

Häufig sind auf den Kalksteinen, insbesondere auf Verebnungsflächen, Reste fossiler Böden erhalten. Dies sind Rückstandslehme, die bei der Verwitterung der Karbonatgesteine im Tertiär und während quartärer Warmzeiten durch Lösungsverwitterung entstanden sind. Verbreitet finden sich hellbraune Terra-fusca-Relikte, während Reste leuchtend roter Terra rossa seltener – meist nur in Karstschloten – erhalten sind. Am häufigsten finden sie sich noch in den Devon- und Unterkarbon-Kalksteinen des Venn-Vorlandes.

Die verkarsteten Kalksteine mit ihrer lückenhaften Decke aus Rückstandslehm wurden während der Kaltzeiten des Quartärs großflächig mit Löss überweht. Durch das kaltzeitliche Bodenfließen wurden Rückstandslehm sowie Kalk- und Dolomitsteinschutt mit Lösslehm vermischt.

Basenreiche Braunerden aus Karbonatgesteinen

Aus diesen karbonatischen Substraten entstanden Braunerden, die sehr reich an basischen Kationen sind. Kalzium und Magnesium werden zudem durch die Verwitterung der beigemischten Kalk- und Dolomitsteinbrocken nachgeliefert. In der flachwelligen bis kuppigen Landschaft der Eifel-Kalkmulden mit ihrem relativ warmen und trockenen Klima sind diese Böden bei höherem Lössgehalt Ackerstandorte. Lediglich bei höherem Ton- oder Steingehalt wird die Bearbeitbarkeit erschwert. Im Aachener Kreide-Gebiet trägt der Schneeberg seinen Namen wegen der vielen weißen Kalksteinbrocken auf den Äckern. Die Böden auf paläozoischen Karbonatgesteinen des Venn-Vorlandes werden häufig als Grünland genutzt; Weiden sind ein prägendes Landschaftselement im „Münsterländchen“.

Überwiegend auf eher mittel- bis flachgründigen Braunerden und auf (Braunerde-)Rendzinen stockt der artenreiche Kalkbuchenwald (Abb. 91), dessen Boden im Frühsommer, beispielsweise im Urfttal bei Nettersheim, häufig mit einer dichten Krautschicht aus Bärlauch bedeckt ist.

Rendzinen

Rendzinen sind Böden auf Erosionslagen. Sie erreichen ihre größte Ausdehnung auf den herausgewitterten Schichtrippen aus Kalk- und Dolomitstein der Eifel-Kalkmulden und vor allem auf den steilen Hängen der Fluss- und Bachtäler. Beispiele sind das Ahrtal zwischen Blankenheim und Ahrdorf sowie das Urfttal zwischen Nettersheim und Kall. Rendzinen und Braunerde-Rendzinen finden sich auch auf den Muschelkalk-Kuppen südwestlich von Zülpich und in der welligen bis hügeligen Kreide-Mergel-Landschaft nordwestlich von Aachen mit einigen kleinen Ausliegern auf dem Lousberg und im Aachener Wald.

Eine Besonderheit ist das Vorkommen auf dem Travertin bei Dreimühlen und Vollem im oberen Veybachtal mit der schon in der Steinzeit besiedelten Kakushöhle.

Im Profilaufbau gleichen die Rendzinen den Rankern. Wie bei diesen liegt der humose Oberboden – hier bestehend aus Rückstandslehm mit unterschiedlichen Lösslehmanteilen – unmittelbar auf dem Karbonatgestein (Abb. 92). Diese Böden sind meist nur flachgründig und reich an Grus, Steinen und Blöcken. Nicht selten tritt auch der nackte Fels zutage, an dessen Rand häufig Übergänge zu Gesteinsrohboden (Syrosem) mit lückenhaftem, nur wenige Millimeter mächtigem humosem Oberboden entstanden.

Standorte auf Rendzinen sind basenreich und nährstoffarm, trocken und meist dürre- und erosionsgefährdet. Sie können nur extensiv landwirtschaftlich genutzt werden. Die Gunst des Klimas und die Kleinräumigkeit der Kalk-

landschaft schaffen Lebensraum für eine außerordentliche Fülle von Pflanzen- und Tierarten, sodass die Kalkmagerrasen der Kalkeifel ein bevorzugtes Objekt des Naturschutzes sind. Stellvertretend sei hier das Naturschutzgebiet „Lampertstal“ genannt, ein Seitental der Ahr mit einem großen Bestand an Wacholder, eines der letzten größeren Vorkommen der einst in der Eifel weit verbreiteten Wacholderheiden (Abb. 93).

Böden aus Löss und Lössfließerde

Während der Kaltzeiten des Quartärs kam es wiederholt zur Ausblasung lockerer Staubsedimente. Dieses „Löss“ genannte Material wurde in größeren Mächtigkeiten auf den Terrassenflächen der Niederrheinischen Bucht, auf den Kreide-Sedimenten der Limburger Tafel und im Venn-Vorland abgelagert. Das Grundgebirge war weithin mit einem dünnen Lössschleier bedeckt. Der Löss verwitterte zu Lösslehm, der ein Hauptbestandteil der durch Bodenfließen entstandenen kaltzeitlichen Fließerden ist. Kleinere Löss(-lehm)vorkommen finden sich im Senkungsgebiet des Antweiler-Grabens und in der Kalkeifel, hier besonders im Gebiet der Sötenicher Kalkmulde.

Bei größeren Lössmächtigkeiten entstanden Parabraunerden. Nach Verbraunung und Verlehmung wurden Tonminerale durch das Sickerwasser vom Oberboden in den Unterboden gewaschen. Durch diesen Tontransport kam es im Unterboden vielfach zu Dichtlagerung. Häufig ist im Bergland der an Ton verarmte Horizont abgetragen. Teilweise überprägt die Tonverlagerung alte Schichtgrenzen.

Parabraunerden finden sich großflächig im Löss über den Kalk- und Mergelsteinen der Aachener Oberkreide, kleinere Vorkommen auf dem Massenkalk der Eifel-Kalkmulden. Der Untergrund ist hier meist gut wasserdurchlässig, so besitzen diese Böden einen ausgeglichenen Luft- und Wasserhaushalt.

Im Venn-Vorland und im Wurmtal besteht der Untergrund häufig kleinflächig aus dicht gelagertem, lehmig-tonigem Verwitterungs- oder Rückstandslehm. Hier entstand eine Vergesellschaftung von Parabraunerde-Pseudogleyen und Pseudogleyen mit mittlerer Staunässe.

Böden aus Löss werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt. Sie sind aufgrund ihrer günstigen Eigenschaften wie großes Speichervermögen für Wasser und Nährstoffe meist gute Ackerstandorte. Wegen ihrer hohen Schluffgehalte sind sie allerdings erosionsgefährdet und lassen sich leicht verschlämmen oder verdichten.

Staunasse Lössböden können nach Dränung ackerfähig sein. Die großen Pseudogleyflächen aus Lössfließerde im südöstlichen und östlichen Stadtgebiet und im Umland von Aachen werden vor allem als Grünland genutzt.

Böden aus Kolluvium

Im Aachener Hügelland, im Venn-Vorland am Rand der Eifel zur Zülpicher Börde und auf den Verebnungsflächen der Eifel-Kalkmulden liegen Schwerpunkte des Ackerbaus. Hier ist auch das Verbreitungsgebiet der Böden aus Kolluvium, der Kolluvisole (Abb. 94).

Kolluvisole entstehen durch Bodennutzung. Sie bestehen meist aus humosem, lösslehmreichem Oberbodenmaterial, das durch Starkregenereignisse abgeschwemmt und an Unterhängen, in Rinnen und Trockentälern wieder als Kolluvium abgelagert wurde. Teilweise wurden ältere Böden durch ein Kolluvium begraben. Kolluvisole sind meist tief reichend humos, locker gelagert und gut basenversorgt. Bei Grundwasser- oder Staunässeinfluss entstehen Gleye oder Pseudogley-Kolluvisole.

Kolluvisole besitzen meist eine hohe biologische Aktivität; sie sind ertragreiche Ackerböden. In den Trockentälern der Kalkeifel werden sie meist als Grünland genutzt, teilweise liegen sie auch unter Wald.

Böden aus holozänen Talsedimenten

Böden der Auen

In den breiteren Talauen von Ahr, Rur, Kall, Urft, Olef, Erft und vielen ihrer Zuflüsse liegen meist tonig-schluffige, seltener tonig-sandige Auenablagerungen in unterschiedlicher Mächtigkeit über Sand und Kies der Nieder- und Auenterrassen oder direkt über Festgestein. Hieraus entstanden unter periodischen Überflutungen und dem Einfluss stark schwankenden Grundwassers die Auenböden, zu denen die Vegen (Braunauenböden) und Auengleye gehören.

Die Vegen bestehen vor allem aus Oberbodenmaterial, das in den landwirtschaftlich genutzten Gebieten abgetragen, in den Vorfluter gespült und bei Hochwasser in den Auen abgelagert wurde. Durch Talsperrenbau und Flussregulierungen werden Überflutungen und somit die Neubildung von Auensedimenten selten. Ähnlich wie die Kolluvisole sind die Vegen tief reichend schwach humos und locker gelagert. Vor allem in den Auen von Ahr,

Abb. 90: Pseudogley aus lösslehmhaltiger Fließerde über entfestigtem Sandstein (Oberer Buntsandstein) bei Hergarten im Ostteil des Kernmeters

Abb. 91: Felsen aus Dolomit- und Kalkstein in der Dollendorfer Kalkmulde bei Ripsdorf; Kalkbuchenwald auf Braunerde-Rendzina

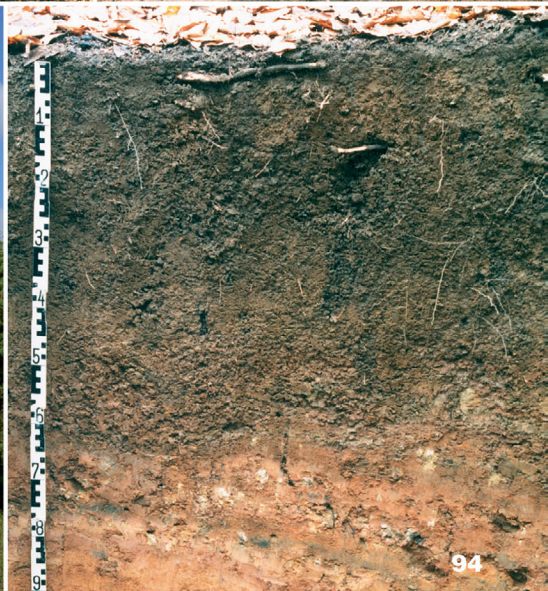
Abb. 92: Braunerde-Rendzina auf Muldenkern-Dolomit (Mitteldevon) in der Dollendorfer Kalkmulde bei Ripsdorf: Der humose Oberboden liegt direkt auf gebanktem Dolomitstein. Der Feinboden mit Gesteinszwischenräumen ist schwach verbraunt.

Abb. 93: Wacholderheide auf dem Kalvarienberg bei Alendorf

Abb. 94: Kolluvisol aus humosem Kolluvium (bis etwa 6 dm Tiefe) über Fließerden aus Rückstandslehm in einem Seitental des Lampertstales bei Alendorf

Abb. 95: Schmalblättriges Wollgras in einem Pingo im Wollerscheider Venn bei Lammersdorf

Abb. 96: Moortilie in einem Übergangsniedermoor bei Roetgen



Urft und Erft sind sie kalkhaltig. Dort, wo ältere und höher gelegene Auenterrassen auftreten, sind die Vegen mit Auenbraunerden und Auenpseudogleyen vergesellschaftet. Bei Vegen ist Grundwasser 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.

Bei höheren Grundwasserständen werden die Auenbereiche überwiegend als Grünland genutzt. In breiteren Auen mit regulierten Flussläufen und stark abgesenktem Grundwasser werden die Vegen auch mit mittleren bis hohen Erträgen beackert. Große Flächen der Auen von Olef, Urft und Erft sind durch Bebauung versiegelt

Grundwassergeprägte Gley-Bodengesellschaften der schmalen Gebirgstäler

Alle größeren Flussläufe haben eine Vielzahl von kleineren Zuflüssen, die viele schmale Täler geschaffen haben. Eine Ausnahme bilden die Kalk- und Dolomitsteingebiete der Eifel-Kalkmulden und der Trias-Vorkommen. Hier sind die kleineren Tälchen meist als Trockentäler entwickelt und die Entwässerung erfolgt über den verkarsteten Untergrund.

Entlang der Bäche entstanden grundwassergeprägte Bodengesellschaften, von denen Gleye aus schluffigen, im Buntsandstein-Gebiet häufig auch sandigen Bachablagerungen die häufigsten Bodenformen stellen. Kennzeichnend für diese Böden ist der oberflächennahe, rostbraun und grau gefleckte Oxidationshorizont. Hier kam es bei schwankendem Grundwasser zur Ausfällung von Eisen(III)- und Manganverbindungen. Darunter folgt der ständig im Grundwasser liegende, graue Reduktionshorizont, in dem Eisen(II)-Verbindungen vorherrschen. Böden mit Grundwasserständen bis zur Gelände-

oberfläche bezeichnet man als „Nassgley“. Ihnen fehlt der Oxidationshorizont. In den höheren, niederschlagsreicheren Lagen der Rur-eifel und des Hohen Venns reichert sich häufig unzersetzte organische Substanz an, es entstehen Anmoorgleye und Moorgleye. Moorgleye leiten hauptsächlich in den Oberläufen der Bäche zu den Niedermooren über, vor allem in den Zuflüssen der Rur bei Kalterherberg. Im Randbereich der Kerbtäler finden sich Braunerde-Gleye aus Fließerden. In Quellmulden können Quellen-, Hang- oder Pseudogley-Gleye aus Fließerden entwickelt sein.

In Tälern mit deutlicher Talsohle ist auf den Gleyen Grünlandnutzung verbreitet. Hier finden wir die klassischen Wiesentäler – typische Landschaftsformen des waldreichen Berglandes. Viele dieser Standorte wurden in jüngerer Zeit extensiviert und stehen als Feuchtwiesen dem Natur- und Landschaftsschutz zur Verfügung. Berühmt und zur Blütezeit viel besucht sind die Narzissenwiesen im oberen Oleftal und im Perlenbachtal. In jüngster Zeit werden diese Gebiete durch Abholzen von Fichtenbeständen erweitert.

Die schmalen Kerbtäler werden dagegen meist forstlich genutzt, wobei ihre Bestockung oft den angrenzenden Beständen entspricht.

Moore

Moore entstehen auf nassen Standorten durch lang andauernden hohen Grundwasserstand mit einhergehendem Sauerstoffmangel. So wird die Zersetzung von Pflanzenresten gehemmt und organische Substanz angereichert. Schließlich bildet sich Torf. Erst bei Torfmächtigkeiten über 3 dm spricht man im bodenkundlichen Sinne von „Moor“.

Niedermoore wachsen in wassererfüllten Senken, häufig auch in Tälern am Rande von Wasserläufen oder in Altarmen von Flüssen. Diese „verlandenden“ Wasserflächen besitzen eine typische Vegetation, beispielsweise aus Rohrkolben, Schilf, bestimmten Großseggenarten

und der Schwarzerle. Teilweise sind Auenablagerungen mit eingeschwemmt. Niedermoore liegen verstreut und meist kleinflächig in den Bach- und Flusstälern oder in schmalen Siefen. Meist sind sie durch Grundwassereinfluss etwas basenreicher als benachbarte Flächen. Einige weisen sogar Kalk auf. Die meisten Niedermoore sind – je nach Basengehalt – mit Erlen oder Birkenbruchwaldgesellschaften bestockt, kleinere Flächen werden als Grünland genutzt.

Durch stetige Nachlieferung von abgestorbenem Pflanzenmaterial wächst die Torfschicht der Niedermoore, sodass die Pflanzen teilweise den Kontakt zum Grundwasser verlieren. Schließlich setzt sich eine Übergangsmoorvegetation mit Torfmoosen, Wollgras (Abb. 95) und Beinbrech (Abb. 96) durch. Moore mit dieser Vegetation werden noch zu den Niedermooren gestellt. Diese basenarmen bis sehr basenarmen Übergangsniedermoore können aber auch auf basenarmen Anmoorgleyen und Stagnogleyen aufwachsen. Ihre Hauptverbreitung liegt auf der Vennhochfläche zwischen Mützenich und Lammersdorf sowie auf dem flachen Nordhang des Vennrückens. Neben großflächigen Moorarealen, die sich in flachen Mulden bildeten, entstanden kleine Moore vor allem in den gehäuft auftretenden Lithalsen (früher „Pingos“ oder „Palsen“ genannt), das sind von Wällen umgebene, kreisförmige bis elliptische Hohlformen. Solche Lithalsen entstanden in der letzten Kaltzeit vermutlich durch ins Sediment eingebettete Eislinsen, die beim Abtauen Vertiefungen hinterließen (Abb. 95).

Kleinere Übergangsniedermoore finden sich auf Fließerden über Buntsandstein und zersetztem Schluff- und Tonstein des Unterdevons im Eichholzrücken bei Dahlem.

Die Übergangsmoorflächen des Venns waren fast alle entwässert, das gilt selbst für die großen Lithalsenfelder, bei denen die Wälle der

einzelnen Lithalsen von Abzugsgräben durchbrochen wurden. Nach der Abtorfung wurden die Flächen häufig eingeebnet. Der Lehm der Lithalsenwälle wurde vielfach als Baumaterial für Fachwerkhäuser verwendet.

Auf der Vennhochfläche liegen die ehemaligen Mooregebiete fast ausnahmslos unter Grünland, im Monschauer Heckenland oft von hohen Buchenhecken gegen die Westwinde geschützt. Der Nordhang des Venns ist großflächig mit teilweise windwurfgefährdeten Fichten bestockt. Dort sind auch noch größere Restmoorflächen erhalten. Der stark entwässerte und degradierte Torf ist mit einer Sekundärvegetation von Pfeifengras, Besenheide, Glockenheide und Rauschbeere bewachsen.

Hochmoore wachsen in Landschaften mit einem undurchlässigen Untergrund, wo hoher Niederschlag, hohe Luftfeuchtigkeit und geringe Verdunstung vorherrschen. Auf nassen, sehr basenarmen Standorten siedeln sich typische Hochmoorpflanzen wie Torfmoos und verschiedene Wollgrasarten an. Sie sich uhrglasförmig aufwölbend, wächst das Moor weit aus dem Grundwasserbereich heraus; als Wasserspeicher dient das schwammartige Zellensystem der Torfmoose, welches das Niederschlagswasser speichert.

Größere echte Hochmoore sind vor allem im belgischen Teil des Venns erhalten (Hohes Moor, Wallonisches Venn), auf deutschem Gebiet findet man dagegen nur wenige und dann kleine Flächen. Wie die Standorte auf Karbonatgesteinen haben auch die Moore eine wichtige Funktion als Lebensraum für bedrohte Tier- und Pflanzenarten. Bis 2008 sind im Venn beiderseits der Grenze bereits große Gebiete unter Naturschutz gestellt worden. Es ist geplant, weitere, jetzt teilweise noch bewaldete Flächen – sofern noch Reste der ursprünglichen Moorvegetation erhalten sind – wieder zu vernässen.

Geotope – erdgeschichtliche Denkmäler

Arnold Gawlik

Die Mittelgebirgslandschaft der Eifel und des Hohen Venns übt auf Erholung Suchende und Naturfreunde einen besonderen Reiz aus. Augenfällig sind die typischen Hochflächen, Berg Rücken, Felsklippen und Bachtäler. Dieses Landschaftsbild wird in starkem Maße vom geologischen Untergrund geprägt. Wer genauer hinschaut, entdeckt uralte Gesteine, erloschene Vulkane, versteinerte Korallenriffe und sprudelnde Quellen. Die Erdgeschichte lässt sich hier so weit zurückverfolgen, wie sonst nirgendwo in Nordrhein-Westfalen: über 500 Mio. Jahre.

Auf Wanderungen durch die Eifel stößt man immer wieder auf natürliche Felsanschnitte und auf künstliche geologische Aufschlüsse, die an Wegböschungen oder in Steinbrüchen entstanden sind. Noch tiefere Einblicke in die Vergangenheit der Erde ermöglichen Besucherbergwerke. 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 Klima, Lebensräume und Katastrophen vergangener Zeiten dokumentiert. Sie enthalten unersetzliche Informationen über die Entwicklung der Erde, die es erst ermöglichen, heutige Veränderungen richtig zu deuten.

Vom geologischen Untergrund geprägte Landschaftsteile, Gesteins- und Bodenaufschlüsse, aber auch einzelne Naturschöpfungen, wie zum Beispiel Quellen, stellen Geotope dar. Geotope sind als erdgeschichtliche Bildungen, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln, definiert. Beim Geotop handelt es sich um einen Ort, an dem – im Gegensatz zum Biotop – nicht die belebte, sondern die unbelebte Natur im Vordergrund steht.

Geotope sind durch zahlreiche Nutzungsansprüche wie zum Beispiel Gewerbe- und Wohnbebauung, Abfallbeseitigung, aber auch durch die Natur selbst gefährdet. Es ist daher von öffentlichem Interesse, Geotope vor der Zerstörung zu schützen, insbesondere dann, wenn zum Ausgleich keine vergleichbaren Geotope zur Verfügung stehen. Schutzwürdig sind die Geotope, die sich durch eine 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 zum Schutz von Eigenart oder Schönheit des Landschaftsbildes und zur Abwehr schädlicher Einwirkungen festgesetzt werden können. Zeugnisse des tierischen oder pflanzlichen Lebens, also Fundstellen von Fossilien, gelten außerdem nach § 2 des Denkmalschutzgesetzes als Bodendenkmäler.

Älteste Gesteine

Die ältesten Gesteine Nordrhein-Westfalens und des Rheinischen Schiefergebirges überhaupt findet man im Hohen Venn. Es sind über 500 Mio. Jahre alte Tonsteine und Quarzite

aus der frühesten Periode des Erdaltertums, dem Kambrium. Über die Schichten des Kambriums sind zwei große Gebirgsbildungen hinweggegangen: die kaledonische und die variszische. Sie sind in den Lagerungsverhältnissen der Gesteine eindrucksvoll dokumentiert.

Auffällig und durch einen Wanderweg gut erschlossen sind die Schichten des Kambriums am Naturdenkmal „Kaiser Karls Bettstatt“. Bei der „Bettstatt“ (Abb. 97) handelt es sich um einen großen verfalteten Quarzitblock. Daneben stehen noch kleinere Quarzitblöcke an. Das dunkelgraue Gestein ist von weißen Quarzadern durchzogen. Im Gegensatz zu vielen anderen Blöcken im Hohen Venn ist es nicht umgelagert, sondern nur aus dem Schichtverband herausgewittert. Der Sage nach soll der Felsblock Kaiser Karl dem Großen bei einem seiner Jagdausflüge als Schlafstätte gedient haben, nachdem er sich in der Moorlandschaft des Venns verirrt hatte. Eine Schautafel erzählt die Sage und informiert über die geologischen Verhältnisse. Heute laden Bänke zur Rast ein.

Noch einem weiteren Aufschluss in Schichten des Kambriums lieh der Kaiser seinen Titel, dem Straßenaufschluss bei „Drei-Kaiser-Eichen“ (Abb. 98). An der Straße Zweifall – Hürtgenwald sind auf mehreren Hundert Metern Länge gefaltete Tonschiefer und Quarzite zu sehen. Gegensätzlicher können Gesteine kaum sein: Die fein geschichteten Tonschiefer sind weich, stark deformiert und an Verwerfungen zerrissen. Dagegen zeichnen sich die Quarzitschichten durch eine außerordentliche Härte aus. Als Gesteinsbänke ragen sie aus den Tonschiefern heraus. Ihre Oberflächen sind durch Gleitbewegungen auffällig verschrammt. Die ehemals flach gelagerten Schichten wurden durch die Gebirgsbildungen schräg, manchmal sogar senkrecht gestellt. Es ist der beste Kambrium-Aufschluss im deutschen Teil des Hohen Venns.

Felsen, Klippen und große Steine

Steile Felswände, Klippen und gewaltige Steine, deren Herkunft rätselhaft zu sein scheint, bieten sich dem Betrachter besonders eindrucksvoll dar. Allein ihre Erscheinungsform zieht schon viele Besucher an. Die verschiedenen Felsbildungen der Nordeifel sind aber mehr als nur reizvolle Landschaftselemente. Dem geologisch Interessierten bieten sie als natürliche Gesteinsaufschlüsse auch Einblicke in die Erdgeschichte.

Einen Blick in gebirgsbildende Vorgänge des Erdaltertums erlaubt der Mullionfelsen von Dedenborn. Er liegt oberhalb des Rurtals, am Südwestausgang des Dorfes. Die Gesteine, aus denen der Felsen besteht, stammen aus der Zeit des Unterdevons. In geschieferte Tonsteine der Rurberg-Schichten sind dort Sandsteinbänke eingelagert, die eine auffällige Oberflächenform aufweisen: die Mullions (Abb. 99). Es handelt sich um lang gestreckte Wülste, die an Pfeilerbündel gotischer Kirchen erinnern. Doch war hier die Natur der Architekt. Die Mullions sind das Ergebnis verschiedener Verformungsvorgänge, auf welche die Ton- und Sandsteine unterschiedlich reagiert haben. Sie entstanden, als die Gesteine vor rund 300 Mio. Jahren von der variszischen Gebirgsbildung erfasst wurden. In dieser deutlichen und auch ästhetisch schönen Ausprägung sind die Mullions von Dedenborn deutschlandweit einzigartig.

Die spektakulärsten Felsformationen der nördlichen Eifel sind einem jüngeren Gestein zu verdanken. Es handelt sich um die rotbraunen Sandsteine und Konglomerate aus der Zeit des Buntsandsteins. Im Rurtal zwischen Untermaubach und Nideggen bilden sie hoch aufragende Felswände und -türme. So liegt die viel besuchte Burg Nideggen auf einem Buntsandstein-Felssporn (s. Titelbild). Zwischen Untermaubach-Bilstein und dem Hochkopf ziehen sich rund 500 Felswände, -burgen und -klippen den Hang entlang. Sie tragen so fan-

tasievolle Namen wie „Chinesische Mauer“, „Pilzturm“ oder „Nasenturm“. Mit Abstand am imposantesten ist aber die Hochkoppel (Abb. 100), die am Ortsausgang von Untermaubach über 20 m in die Höhe ragt. Eine Schautafel erläutert dort die Entstehung und Besiedlung der Felsen. Die Talhänge und die steil herausragenden Felsbildungen entstanden im Wesentlichen während der Kaltzeiten im Quartär. Durch Frostverwitterung wurden die stark verfestigten Gesteine herausmodelliert. Die kantige Form der Felsen ist durch bestimmte Trennflächen zu erklären, die das Gestein von Natur aus durchziehen.

Ganz anders präsentieren sich die Buntsandstein-Gesteine bei Mechernich an der Felsgruppe der Katzensteine (Abb. 101). Die Verwitterung hat hier eher runde, gedrungene Felsburgen geschaffen. Dabei wurden weichere Gesteinsschichten stärker angegriffen und die härteren herauspräpariert. Einzelne Schichten sehen sogar wie übergroße Waben aus. Man spricht deshalb auch von Wabenverwitterung. Das Gestein selbst bezeugt ein wüstenhaftes Klima vor rund 240 Mio. Jahren. In den versteinerten Dünensanden lässt sich heute noch die damals vorherrschende Windrichtung erkennen.

Steine von ungewöhnlicher Größe findet man im Aachener Wald. Sie liegen, etwas versteckt, direkt an der deutsch-belgischen Grenze. Zu Recht nennt man sie die Zyklopensteine: Bis zu 20 m³ große Gesteinsblöcke schauen dort aus der Erde heraus. Der Untergrund der Zyklopensteine (Abb. 102) wird von Meeressanden der Aachen-Schichten aufgebaut. Diese stammen aus der Oberkreide-Zeit. Eigentlich sind die Aachen-Schichten zu weich, um solche Gesteinsblöcke zu bilden. Doch sind die Sande in den nachfolgenden Jahrmillionen zu Quarzitbänken verkieselt. Dies geschah unter den feucht-tropischen Klimabedingungen der Tertiär-Zeit. Später sind sie dann in Blöcke zerfallen. Aufgrund ihrer außerordentlichen Härte trotzen sie nun der weiteren Abtragung.

Korallenriffe

Vor rund 380 Mio. Jahren, zur Zeit des Mitteldevons, lag Europa südlich des Äquators und hatte ein tropisches Klima. Die heutige Nord-eifel war von einem Flachmeer bedeckt. Die geringe Tiefe und das klare, warme Wasser boten günstige Lebensräume für Kalk abscheidende Organismen, insbesondere für Korallen und fossile, schwammartige Lebewesen, die Stromatoporen. Es entstanden ausgedehnte, flache Kalksteinriffe, die sogenannten Biostrome. Abseits davon, im geringfügig tieferen Wasser, lebten Seelilien und muschelähnliche Armfüßer, die Brachiopoden.

Die verschiedenen Lebensräume, also die Biotope des mitteldevonischen Flachmeeres, sind in den Gesteinen der Eifel-Kalkmulden überliefert. Im Kauchertal bei Schmidtheim liegt einer der wenigen Großaufschlüsse der Blankenheimer Kalkmulde (Abb. 103). In einem stillgelegten Steinbruch sind dort Brachiopoden und Seelilien führende Kalksteinhorizonte, die durch Ton- und Mergelsteine gegliedert werden, sowie ein mächtiges Biostrom aus dicht gepackten Korallen und Stromatoporen zu sehen. Die Gesteine stammen aus dem älteren Abschnitt des Mitteldevons, der Eifel-Stufe.

Am Südrand der Sötenicher Kalkmulde liegt an der Urft der stillgelegte Steinbruch Kaninhecke. Er ist der Besichtigungspunkt Nr. 1 des Geologischen Wanderpfades der Gemeinde

Abb. 97: Kaiser Karls Bettstatt

Abb. 98: Aufschluss bei Drei-Kaiser-Eichen

Abb. 99: Mullions bei Dedenborn

Abb. 100: Hochkoppel-Felsen bei Untermaubach

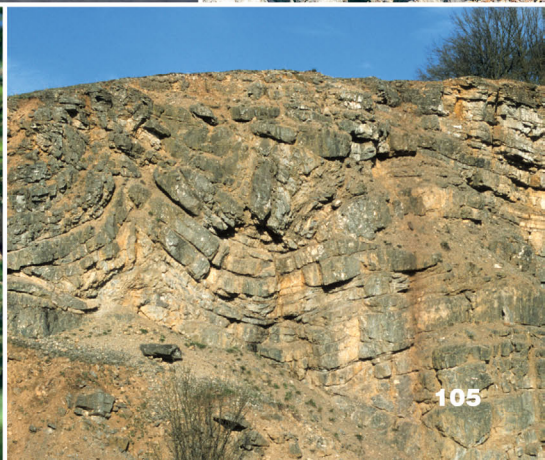
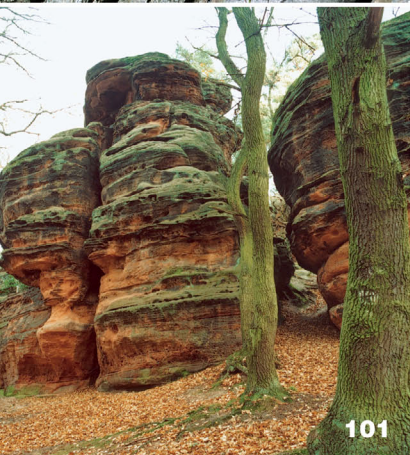
Abb. 101: Katzensteine bei Mechernich

Abb. 102: Zyklopensteine bei Aachen

Abb. 103: Korallenriff bei Schmidtheim

Abb. 104: Stromatoporenriff bei Nettersheim

Abb. 105: Gefaltetes Korallenriff bei Dollendorf



Nettersheim. Auch dort sind Riffgesteine der Eifel-Stufe aufgeschlossen. Das Besondere dieses Aufschlusses ist ein rund 10 m hohes Stromatoporen-Riff (Abb. 104). Es zeichnet sich durch ein kräftiges Höhenwachstum aus, ist jedoch nicht so ausgedehnt wie die Biostrome. Ein solches Riff nennt man Bioherm. Die Kalksteine aus dem Steinbruch Kaninhecke wurden früher direkt zu Kalk gebrannt. Zwei restaurierte Brennöfen aus dem 19. Jahrhundert zeugen noch davon. Der Geologische Wanderpfad Nettersheim führt zu mehr als 30 Aufschlüssen im Gemeindegebiet. Darüber hinaus informiert eine umfangreiche Fossilienausstellung in der „Alten Schmiede“ (Naturzentrum Eifel) über die Lebensformen der Vorzeit (s. auch Kap. „Geo-Ziele“ im Anh.).

Ein besonders schöner Kalksteinaufschluss liegt südlich von Freilingen im Kern der Dollendorfer Kalkmulde (Abb. 105). In einer 80 m langen, bis zu 15 m hohen Wand sind dort Riffkalksteine aus dem jüngeren Abschnitt des Mitteldevons, der Givet-Stufe, zu sehen. Die dickbankigen Kalksteine wurden durch gebirgsbildende Vorgänge eindrucksvoll gefaltet. Der Aufschluss ist Punkt 30 des Geologischen Lehr- und Wanderpfades der Gemeinde Blankenheim. Fossilien aus dem Gemeindegebiet werden im Eifelmuseum in Blankenheim präsentiert (s. auch Kap. „Geo-Ziele“ im Anh.).

Erlöschene Vulkane

Die Eifel ist als Schauplatz zahlreicher Vulkan- ausbrüche bekannt. Doch das ist schon lange her. Die meisten Vulkane der Nordeifel waren in der ausgehenden Paläogen- und der beginnenden Neogen-Zeit vor über 20 Mio. Jahren, in der Tertiär-Zeit, tätig. Die ehemaligen Vulkankegel und Ausbruchskrater hat die Verwitterung längst abgetragen. Sie hat aber auch die Förderkanäle der Vulkane, die Vulkanschote, sowie unter der Erdoberfläche erstarrte Gänge herauspräpariert. Die sehr harten Gesteine, wie zum Beispiel der Basalt, bilden heute auffällige Kuppen. Eine solche Basaltkuppe ist der

Tomberg bei Rheinbach (Abb. 106). Der erhöhte Standort wurde im Mittelalter für die Anlage der Tomburg genutzt. Ähnlich verhält es sich mit dem Wahrzeichen von Bonn-Bad Godesberg, der Godesburg (Abb. 107). Auch sie steht auf einem Basalthärtling, der am südlichen Aufstiegsweg zur Burg zu sehen ist.

Eine auffällige Häufung vulkanischer Bildungen findet sich in der Gemeinde Wachtberg, im Drachenfelder Ländchen. Es sind – bis auf eine Ausnahme – linksrheinische Ausläufer des Siebengebirgsvulkanismus. So findet sich dort auch der Trachyt, ein helles, grobkörniges vulkanisches Gestein, das auf der gegenüberliegenden Rheinseite den Drachenfels aufbaut. Am Hohenberg bei Berkum wurde der Trachyt schon von den Römern abgebaut (Abb. 108). Später wurde dort der Domsteinbruch angelegt, wo der Trachyt für den Bau des Kölner Doms gebrochen wurde. Aufgrund seiner leichten Verwitterbarkeit hat er sich leider nicht bewährt.

Nur drei Kilometer weiter, zwischen Ober- und Niederbachem, bietet der stillgelegte Steinbruch am Dächelsberg hervorragende Einblicke in den inneren Aufbau eines Basaltvulkans (Abb. 109). Der Schlot bildet dort eine nach oben ausgreifende Trichterkupe. Sie ist durch die Stellung der Basaltsäulen gut erkennbar. Die basaltische Schmelze ist in ältere trachytische Vulkanite eingedrungen. Der Steinbruch darf aus Naturschutzgründen nicht betreten werden, ist aber von der Straße aus gut einzusehen.

Abb. 106: Tomberg bei Rheinbach

Abb. 107: Godesburg in Bonn-Bad Godesberg

Abb. 108: Trachyt am Hohenberg in Wachtberg

Abb. 109: Basalt am Dächelsberg in Wachtberg

Abb. 110: Kartstein/Kakushöhle

Abb. 111: Ahrquelle in Blankenheim

Abb. 112: Erftquelle in Holzgülheim

Abb. 113: Bachschwinde bei Zingsheim



Eine Ausnahmestellung nimmt der Rodderberg südlich von Bonn-Mehlem ein. Schon an der äußeren Erscheinungsform des Rodderberg-Vulkans fällt auf, dass er wesentlich jünger sein muss als die Vulkanschote und -gänge des Drachenfelder Ländchens. Er besteht aus einem ringförmigen Aschen- und Schlackenwall und einem zentralen Krater. Dieser ist zum Teil mit kaltzeitlichem Flugstaub, dem Löss, aufgefüllt. Mitten im Krater liegt heute ein Reiterhof. Aus erdgeschichtlicher Sicht ereigneten sich die Rodderberg-Ausbrüche vor nicht allzu langer Zeit. Sie begannen vor rund 500 000 Jahren mit heftigen Explosionen, als die über 1 000 °C heiße Gesteinsschmelze mit Grundwasser zusammentraf. Dabei entstand ein kreisrunder Sprengtrichter, ein Maar. Später ereigneten sich Schlackeneruptionen. Entlang einer Spalte stieg schließlich Basaltschmelze auf. Zuletzt war der Rodderberg-Vulkan in der Saale-Kaltzeit, vor etwa 300 000 Jahren, aktiv. Menschen waren bereits Zeugen dieses Ereignisses. Der Rodderberg gilt als der nördlichste Ausläufer des Laacher-See-Vulkangebietes und er ist der einzige quartärzeitliche Vulkan Nordrhein-Westfalens. Ein geologischer Lehrpfad führt zu Aufschlüssen im nördlichen Kraterwall.

Höhlen- und Sinterbildungen

Die meisten Höhlen entstehen in verkarstungsfähigen Gesteinen. Dazu zählen die Kalksteinvorkommen der Eifel-Kalkmulden und im Raum Stolberg – Aachen. Versickernde Niederschlags- und Bachwässer sowie das Grundwasser lösen den Kalkstein mit der Zeit an. Es ist ein sehr langsamer Prozess, der sich über Millionen von Jahren erstreckt. Aus schmalen Klüften entstehen offene Spalten und schließlich auch große Höhlensysteme. Die meisten Höhlen sind für die Allgemeinheit nicht zugänglich, weil sie unter Naturschutz stehen. Es sind wichtige Biotope für Fledermäuse und andere gefährdete Tierarten.

Aus sehr kalkreichen Quellen und Bächen kann Kalkstein wieder ausgeschieden werden. Dabei entsteht ein poröser Sinterkalkstein, der Travertin. Das bekannteste und größte Travertinvorkommen der Nordeifel ist der Kartstein bei Dreimühlen, südlich von Eiserfey (Abb. 110). Der bis zu 20 m hohe Felsen mit seinen Höhlen ist ein beliebtes Ausflugsziel. Die Kalk ausscheidenden Wässer entstammen dem Karstgrundwasser der Sötenicher Kalkmulde. Die Travertin-Bildung begann dort vermutlich in einem warmen Stadium der Saale-Kaltzeit. Danach ist es noch in weiteren Warmzeiten zur Kalkausscheidung gekommen. Das Gestein enthält Pflanzenabdrücke, Schneckenschalen und Minerale aus den Eifeler Vulkangebieten. Durch den Weyerer Bach sind im Kartstein mehrere Höhlen ausgewaschen worden, darunter auch die Kakushöhle. Darin wurden Reste von kaltzeitlichen Tieren, wie Höhlenbär, Mammut, Wollnashorn und vielen mehr, gefunden. Auch den steinzeitlichen Menschen haben sie als Zuflucht gedient: 30 000 – 70 000 Jahre alte, im Travertin eingeschlossene Steinwerkzeuge deuten auf eine Besiedlung durch den Neanderthaler hin.

Quellen und Bachschwinden

Eine sprichwörtlich sprudelnde Quelle zu beobachten ist ein besonderes Erlebnis. Tritt doch hier das Grundwasser zutage, das normalerweise dem menschlichen Auge verborgen bleibt. Doch sind gerade diese sprudelnden Quellen sehr selten. Die meisten, selbst wenn sie der Anfangspunkt eines großen Flusses sein sollten, sind eher unscheinbar. Nicht selten sieht man nur sumpfige Vernässungsstellen. Hier sind es wieder die verkarstungsfähigen Gesteine der Nordeifel, die große Grundwassermengen aufzunehmen vermögen, die dann in entsprechend starken Quellen an der Erdoberfläche austreten. Bevorzugt geschieht das an den Rändern der Kalkmulden.

Eine solche Quelle entspringt mitten in der Blankenheimer Altstadt unter einem Fachwerkhäus. Es ist die Ahrquelle, die hier nahe des Südrandes der Blankenheimer Kalkmulde liegt (Abb. 111). Es handelt sich um eine starke Karstquelle, die pro Minute rund 700 l Wasser schüttet. Um die Quelle wurde eine Brunnenstube angelegt, sie fließt jedoch natürlich aus. Die Ahrquelle ist der Besichtigungspunkt Nr. 1 des Geologischen Lehr- und Wanderpfades der Gemeinde Blankenheim. Weiter nördlich, in Holzmülheim, entspringt ein weiterer bekannter Fluss den Gesteinen der Blankenheimer Kalkmulde: die Erft. Ihr Ursprung liegt an einer geologischen Verwerfung, an der die mitteldevonischen Kalksteine an Ton- und Schluffsteine des Unterdevons stoßen. Das in den Kalksteinen fließende Grundwasser staut

sich an den tonigen Schichten und steigt schließlich bis zur Oberfläche auf. Heute sprudelt es in einer gemauerten Quelfassung zutage. Die Erftquelle ist der Punkt 23 des Geologischen Wanderpfades der Gemeinde Nettersheim (Abb. 112).

Flüsse können in Karstgebieten nicht nur entspringen, manchmal versickern sie auch wieder im Untergrund. Die Fluss- oder Bachversickerungen nennt man Schwinden. Eine solche Bachschwinde entstand am Rand der Sötenicher Kalkmulde südwestlich von Zingsheim (Abb. 113). Über einer geologischen Störungszone ist dort eine trichterförmige Doline eingestürzt. Der von außerhalb der Kalkmulde kommende Bach versickert an dieser Stelle vollständig und wird wieder zu Grundwasser.

Literaturverzeichnis

Allgemeiner Teil

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN; KOUWE, W. F. P. [Hrsg.] (1993): Stratigraphic nomenclature of the Netherlands, revision and update by RGD and NOGEP. – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., **50**: 24 S., 6 Abb., 1 Tab.; Haarlem.
- BLESS, M. J. M.; BOUCKAERT, J.; CAMELBECK, T.; DEJONGHE, L.; DEMOULIN, A.; DUPUIS, C.; FELDER, P. J.; GEUKENS, F.; GULLENTOPS, F.; HANCE, L.; JAGT, J. W. M.; JUVIGNÉ, E.; KRAMM, U.; OZER, A.; PISSART, A.; ROBASYNSKI, F.; SCHUMACKER, R.; SMOLDEREN, A.; SPAETH, G.; STEEMANS, PH.; STREEL, M.; VANDENVEN, G.; VANGUESTAINE, M.; WALTER, R.; WOLF, M. (1990): The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. – Ann. Soc. géol. Belg., **113**: 1 – 21, 17 Abb.; Liège.
- DOERING-MANTEUFFEL, S. (1995): Die Eifel. Geschichte einer Landschaft. – 286 S., 28 Abb.; Frankfurt/New York (Campus).
- FRISCH, W.; MESCHADE, M. (2005): Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. – 196 S., zahlr. Abb.; Darmstadt (Wissenschaft. 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).
- KIMPE, W. F. M.; BLESS, M. J. M.; BOUCKAERT, J.; CONIL, R.; GROESSENS, E.; MEESEN, J. P. M. TH.; POTY, E.; STREEL, J.; THOREZ, J.; VANGUESTAINE, M. (1978): Paleozoic deposits east of the Brabant Massif in Belgium and in the Netherlands. – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., **30** (2): 37 – 103, 12 Abb., 5 Tab., 16 Taf., 7 Anl.; Haarlem.
- KNAPP, G. (1980), mit Beitr. von HAGER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000, 3. Aufl. – 155 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KOENIGSWALD, W. VON; MEYER, W. [Hrsg.] (1994): Erdgeschichte im Rheinland. Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren. – 239 S., zahlr. Abb.; München (Pfeil).
- KUNOW, J.; WEGNER, H.-H. [Hrsg.] (2006): Urgeschichte im Rheinland. – 552 S., 216 Abb.; Köln (Jb. 2005 Rheinischer Verein Denkmalpflege und Landschaftsschutz). – [mit geol. Beiträgen].
- MEYER, W. (1994) Geologie der Eifel, 3. Aufl. – 618 S., 154 Abb., 13 Tab., 2 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NEGENDANK, J. (1983): Trier und Umgebung, 2. Aufl. – Slg. geol. Führer, **60**: 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 5 Kt.; Berlin, Stuttgart.
- RIBBERT, K.-H. (1985): Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechenich. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5405**: 121 S., 15 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHMIDT, W.; SCHRÖDER, E. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1 : 000 000 (Hochschul-Umgebungskarte Aachen): 110 S., 12 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SEMMEL, A. (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – Erdkundliches Wissen, **30**: 192 S., 57 Abb.; Stuttgart. – [Geogr. Z., Beih.]
- WALTER, R. (1995): Geologie von Deutschland, 6. Aufl. – 566 S., 151 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Gebirgsbau

- AHRENDT, H.; CLAUER, N.; HUNZIKER, J. C.; WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. – In: MARTIN, H.; EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 324 – 338, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- ANDERLE, H.-J.; BITTNER, R.; BORTFELD, R.; BOUCKAERT, J.; BÜCHEL, G.; DOHR, G.; DÜRBAUM, H.-J.; DURST, H.; FIELITZ, W.; FLÜH, E.; GUNDLACH, T.; HANCE, L.; HENK, A.; JORDAN, F.; KLÄSCHEN, D.; KLÖCKNER, M.; MEISSNER, R.; MEYER, W.; ONCKEN, O.; REICHERT, C.; RIBBERT, K.-H.; SADOWIAK, P.; SCHMINCKE, H.-U.; SCHMOLL, J.; WALTER, R.; WEBER, K.; WEIHRAUCH, U.; WEVER, TH. (1991): Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. – Geophys. J. Int., **106**: 203 – 227, 24 Abb.; [Oxford].
- CARLS, P. (2001): Kritik der Plattenkinematik um das Rheinohercynikum bis zum frühen Devon. – Braunschweiger geowiss. Arb., **24**: 27 – 108; Braunschweig.

- FRANK, B.; SPAETH, G. (1991): Die Illit-Kristallinitätsverhältnisse im nördlichen Teil des Stavelot-Venn-Massivs, Linksrheinisches Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1991**: 255 – 283, 7 Abb.; Stuttgart.
- FRANSOLET, A. M.; KRAMM, U.; SCHREYER, W. (1977): Metamorphose und Magmatismus im Venn-Stavelot-Massiv, Ardennen. – Fortschr. Min., **55** (2): 75 – 103, 10 Abb.; Stuttgart.
- FURTAK, H. (1965): Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. – Geol. Mitt., **4**: 273 – 322, 18 Abb., 1 Tab., 5 Anl.; Aachen.
- GEUKENS, F. (1986): Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot.- Aardkdg. Meded., **3**: 15 – 30, 1 Kt.; Leuven.
- HOEGEN, J. VON; KRAMM, U.; WALTER, R. (1990): The Brabant Massif as part of Armorica/Gondwana: U-Pb isotopic evidence from detrital zircons. – Tectonophysics, **185**: 37 – 50, Amsterdam.
- KRAMM, U. (1982): Die Metamorphose des Venn-Stavelot-Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge: Grad, Alter und Ursache. – Decheniana, **135**: 121 – 178, 32 Abb., 9 Tab.; Bonn.
- KRAMM, U.; SPAETH, G.; WOLF, M. (1985): Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: A New Approach to the Question of Regional Dynamothermal or Contact Metamorphism. – N. Jb. Geol. u. Paläont., **171** (1 – 3): 311 – 327, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- KRAMM, U.; BUHL, D.; CHERNYSHEV, I. V. (1985): Caledonian or Variscan Metamorphism in the Venn-Stavelot Massiv, Ardennes? Arguments from a K-Ar and Rb-Sr Study. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **171** (1 – 3): 339 – 349, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ONCKEN, O.; WINTERFELD, C.-H. VON; DITTMAR, U. (1999): Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). – Tectonics, **18**: 75 – 91, 7 Abb.; [Washington]
- RIBBERT, K.-H.; VIETH, A. (2005): Coalification analysis as a tool for regional geology in the Northern Eifel (Rhenish Slate Mountains, Germany). – Int. J. Coal Geol., **62**: 61 – 70, 5 Abb.; Amsterdam.
- RIBBERT, K.-H.; WREDE, V.; OESTERREICH, B.; HARTKOPF-FRÖDER, C.; PIECHA, M.; VIETH, A. (2008): The Geothermal Well „RWTH1“ – Basic geological Results and Interpretations. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **60**: 316; Hannover.
- SCHENK, E. (1938): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58**: 1 – 36, 15 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- SPAETH, G. (1979): Neuere Beobachtungen und Vorstellungen zur variszischen Tektonik der westlichen Nord-eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **130**: 107 – 121, 7 Abb.; Hannover.
- SPAETH, G.; FIELTIZ, W.; FRANK, B. (1985): Caledonian Deformation and Very Low Grade Metamorphism in the Northeastern Part of the Stavelot-Venn Massif. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **171** (1 – 3): 297 – 310, 5 Abb., 1 Tab.; 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, 7 Abb.; Berlin (Springer).
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1979): Ein Inkohlungsprofil der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung der Nord-Süd-Zone der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 323 bis 355, 6 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- WALTER, R. (1978): Die geotektonische Entwicklung im nordwestlichen Mitteleuropa während des Altpaläozoikums. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 621 – 639, 6 Abb.; Stuttgart.
- VOLL, G. (1983): Crustal xenoliths and their evidence for crustal structure underneath the Eifel volcanic district. – In: FUCHS, K.; GEHLEN, K.; MÄLZER, H.; MURAWSKI, H.; SEMMEL, A. [Hrsg.]: Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A case history: 336 – 342, 1 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- WINTERFELD, C. VON; WALTER, R. (1993): Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges – Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1993** (5): 305 – 320, 5 Abb.; Stuttgart.
- WREDE, V. (1987): Der Einfluß des Brabanter Massivs auf die Tektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1987** (3): 177 – 192, 7 Abb.; Stuttgart.
- WREDE, V.; DROZDZEWski, G.; DVORAK, J. (1993): On the structure of the Variscan Front in the Eifel-Ardennes-Area. – In: GAYER, R. A.; GREILING, O.; VOGEL, K. [Hrsg.]: Rhenohercynian and Subvariscan Fold Belts. – 269 – 296, 15 Abb.; Braunschweig/Wiesbaden (Vieweg).

Erdgeschichte

Kambrium bis Silur

- CARLS, P. (1971): Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen Keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès de Gdumont (Belgien). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1971** (3): 195 – 212; Stuttgart.
- GODEFROID, J.; CRAVATTE, T. (1999): Les brachiopodes et la limite Silurien/Dévonien à Muno (sud de la Belgique). – Bull. Inst. roy. Sci. natur. Belg., **69**: 5 – 29; Bruxelles.
- HOEGEN, J. VON (1984): Faziesanalyse des Revin im nord-östlichen Teil des Massivs von Stavelot-Venn. – Diss. RWTH Aachen: 303 S., 30 Abb., 3 Tab., 15 Taf.; Aachen. – [unveröff.]
- HOEGEN, J. VON; LEMME, B.; ZIELINSKI, J.; WALTER, R. (1985): Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif. A model for depositional history. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **171** (1 – 3): 217 – 235, 6 Abb.; Stuttgart.
- LAMENS, J. (1985): Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmien (Tremadocian, Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. – Sedim. Geol., **44**: 121 – 142; Amsterdam.
- LAMENS, J. (1986): Depositional history of Salmian (Lower Ordovician) sediments in Belgium. – Aardkdg. Meded., **3**: 125 – 138, 16 Abb., 1 Tab.; Leuven.
- RIBBERT, K.-H. (2006): Venn-Antiklinale. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VII. Silur. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **46**: 33 – 37; Hannover.
- RIBBERT, K.-H.; SERVAIS, T.; VANGUESTAINE, M. (2001): Stavelot-Venn-Antiklinale. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **235**: 68 – 89, 4 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- SCHERP, A. (1959): Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venns. – Geol. Jb., **77**: 95 – 120, 7 Abb., 2 Tab.; Hannover. – [Ersch.-J. 1960]
- VERNIERS, J.; HERBOSCH, H.; VANGUESTAINE, M.; GEUKENS, F.; DELCAMBRE, B.; PINGOT, J.-L.; BELANGER, I.; HENNEBERT, M.; DEBACKER, T.; SINTUBIN, M.; VOS, W. DE (2002): Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). – Geologica Belgica (2001), **4**: 5 – 38; Bruxelles.

- WALTER, R. (1980): Lower Paleozoic Paleogeography of the Brabant Massif and its Southern Adjoining Areas. – Meded. Rijks geol. Dienst, **32** (2): 14 – 25, 7 Abb.; Haarlem.

Devon

- ASHRAFF, R. A.; UTESCHER, T. (1991): Sporen-Assoziationen aus dem Oberems der Mittleren Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläontographica, **B 221**: 153 bis 170; Stuttgart.
- BOUCOT, A. J. (1963): The globithyrid facies of the Lower Devonian. – Senckenb. Iethaea, **44** (1): 79 – 84, 3 Taf.; Frankfurt/Main.
- BREIL-SCHOLLMAYER, A. (1989): Zur Geologie des Siegenium und Emsium (Unterdevon) zwischen Aachen und Hellenthal (Nordeifel) unter besonderer Berücksichtigung der faziellen Entwicklung. – Diss. RWTH Aachen: XIX + 323 S., 60 Abb., 6 Tab., 16 Taf.; Aachen. – [unveröff.]
- CNUUDE, C.; DEJONGHE, L.; MAMET, B. (1986): Paléogéographie des formations Givésiennes et Frasniennes du Synclinorium de Verviers. – Prof. Pap. Serv. géol. Belg., **225**: 44 S., 20 Tab.; Bruxelles.
- COEN-AUBERT, M. (1974): Le Givétien et le Frasnien du Massif du Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. – Mém. Acad. roy. Belg., **18**: 146 S.; Bruxelles.
- DICKFELD, L. (1969): Stratigraphie und Fazies im Westteil der Sötenicher Mulde (Devon/Eifel). – Diss. Univ. Frankfurt: 205 S., 25 Abb., 44 Taf., 3 Beil.; Frankfurt/Main. – [unveröff.]
- DREESEN, R.; KASIG, W.; PAPROTH, E.; WILDER, H. (1985): Recent investigations within the Devonian and Carboniferous North and South of the Stavelot-Venn Massif. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **171**: 237 – 265, 8 Abb.; Stuttgart.
- ESCHGHI, I.; KASIG, W. (1974): Emsium in Old-Red-Fazies am Nordrand des Stavelot-Venn-Massivs (Deutschland/Belgien). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **146**: 139 – 152, 3 Abb.; Stuttgart.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **8**: 83 – 149, 31 Abb., 2 Tab.; Mainz.

- FIEREMANS, M. (1982): Sedimentologie, tektoniek en metamorfose van het gedinnian langs de zuidrand van het Massief van Stavelot. – Diss. Univ. Leuven: 165 S.; Leuven. – [unveröff.]
- FUCHS, G. (1982): Upper Siegenian and Lower Emsian in the Eifel Hills. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **55**: 229 – 256, 10 Abb.; Frankfurt/Main.
- FUCHS, G. (1974): Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nordsüd-Zone. – Beitr. naturkd. Forsch. Südwest-dtld., Beih., **2**: 3 – 163, 18 Abb., 2 Tab., 9 Taf., 2 Kt.; Karlsruhe.
- GLINSKI, A. (1961): Die Schichtenfolge der Rohrer Mulde (Devon der Eifel). – Senckenb. Iethaea, **42**: 273 – 289, 1 Abb., 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- HANCE, L.; DEJONGHE, L.; STEEMANS, P. (1992): Stratigraphie du Dévonien Inférieur dans le massif de la Vesdre (Belgique). – Ann. Soc. géol. Belg., **115**: 119 – 134, 7 Abb.; Liège.
- HOTZ, E.-E.; KRÄUSEL, W.; STRUVE, W. (1955): Die Eifel-Mulden von Hillesheim und Ahrdorf. – Beih. geol. Jb., **17**: 45 – 204, 26 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- JUNGHEIM, H. J. (1986): Fossilien aus dem Rheinischen Mitteldevon. – Veröff. Städt. Galerie Villa Zanders, **3**: 95 S., 132 Abb.; Köln.
- JUNGHEIM, H. J. (2000): Eifel-Brachiopoden. – 128 S., 885 Abb.; Korb (Goldschneck).
- KASIG, W. (1980): Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G. – Meded. Rijks geol. Dienst, **32** (3): 26 – 29, 3 Abb., 3 Taf., 1 Anl.; Haarlem.
- KASIG, W.; DREESEN, R.; BOUCKAERT, J. (1979): Zur Biostratigraphie des Famenniums südlich von Aachen (Deutschland). – Geol. et Palaeont., **13**: 165 – 172, 4 Abb., 5 Tab.; Marburg/Lahn.
- KASIG, W.; NEUMANN-MAHLKAU, P. (1969): Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). – Geol. Mitt., **8**: 327 – 388, 27 Abb., 2 Tab.; Aachen.
- 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).
- MEYER, W.; STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 725 – 751, 9 Abb.; Stuttgart.
- MEYER, W.; STOLTIDIS, J.; WINTER, J. (1977): Geologische Exkursion in den Raum Weyer – Schuld – Heyroth – Niederehe – Üxheim-Ahütte. – Decheniana, **130**: 322 – 334, 4 Abb.; Bonn. – [Faziesgliederung der Eifel-Stufe]
- MOTZKA, R. (1958): Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten am Westrand des Eifeler Hauptsattels. – Diss. Univ. Berlin: 41 S., 16 Abb., 2 Anl.; Berlin. – [unveröff.]
- NEUMANN-MAHLKAU, P. (1970): Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. – Geol. Mitt., **9**: 311 – 356, 30 Abb., 4 Tab., 1 Anl.; Aachen.
- NOWAK, H.-J. (1956): Stratigraphische Untersuchungen im nördlichen Abschnitt der Sötenicher Mitteldevonmulde (Eifel). – Decheniana, Beih., **2**: 68 S., 11 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- OCHS, G.; WOLFART, R. (1961): Geologie der Blankenheimer Mulde (Devon/Eifel). – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **501**: 100 S., 16 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Frankfurt/Main.
- PAULUS, B. (1959): Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). Teil I. Unterdevon und tiefes Eifelium. – Senckenb. Iethaea, **40**: 333 – 365, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Frankfurt/Main.
- PAULUS, B. (1961): Der mittlere Teil der Sötenicher Mulde (Devon, Eifel). Teil II. Das höhere Eifelium. – Senckenb. Iethaea, **42**: 415 – 452, 1 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Frankfurt/Main.
- REISSNER, B. (1989): The Givetian-Frasnian boundary at the southern border of the Inde Synclinorium. – Ann. Soc. géol. Belg., **112**: 165 – 170, 5 Abb.; Liège.
- REISSNER, B. (1990): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Mittel- und Oberdevon des Aachener Raumes, Nordeifel, Rheinisches Schiefergebirge. – Diss. RWTH Aachen: 179 S., 53 Abb., 12 Tab., 21 Taf.; Aachen. – [unveröff.]
- RIBBERT, K.-H. (2008): Das Unterdevon zwischen der Venn-Antiklinale und dem Westrand der Eifeler Kalkmuldenzone. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**: 287 – 296; Hannover.

- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Oberdevon). – Göttinger Arb. Geol. u. Paläont., **46**: 115 S., 43 Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- SCHWEITZER, H.-J. (1990): Pflanzen erobern das Land. – Kleine Senckenberg-R., **18**: 75 S., 90 Abb., 5 Tab.; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1961): Das Eifeler Korallenmeer. – Aufschluss, Sonderh., **10**: 81 – 107, 12 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- STRUVE, W. (1963): Das Korallen- Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren. Funde, Deutungen, Probleme. – Natur u. Museum, **93** (6): 237 – 276, 23 Abb.; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1982): The great gap in the record of marine Middle Devonian. – In: ZIEGLER, W.; WERNER, R. [Hrsg.]: On Devonian stratigraphy and paleontology of the Ardennes-Rhenish Mountains and related Devonian matters. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **55**: 433 – 447, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- UTESCHER, T. (1992): Sedimentologische Untersuchungen Fe-Oolith-führender Karbonate (Heisdorf-Erze) an der Unter-/Mitteldevon-Grenze im Westlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh., **1992**: 303 – 320, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- WEDDIGE, K.; ZIEGLER, W. (2000): Das bibliographische Lebenswerk von Dr. Wolfgang Struve. – Senckenb. lethaea, **79**: 603 – 636, 14 Abb.; Frankfurt/Main.
- 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.
- WINTER, J. (1969): Stratigraphie und Genese der Bentonitlagen im Devon der Eifeler Kalkmulden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 425 – 472, 10 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- BLESS, M. J. M.; BOONEN, P.; BOUCKAERT, J.; BRAUCKMANN, C.; CONIL, R.; DUSAR, M.; FELDER, P. J.; FELDER, W. M.; GÖKDAG, H.; KOCKEL, F.; LALOUX, M.; LANGGUTH, H. R.; MEERMOHR, C. G. VAN DER; MEESSEN, J. P. M. TH.; OPHEVELD, F.; PAPROTH, E.; PIETZNER, H.; PLUM, J.; POTY, E.; SCHERP, A.; SCHULZ, R.; STREEL, M.; THOREZ, J.; ROOIJEN, P. VAN; VANGUESTAINE, M.; VIESLET, J.; WIERSMA, D. J.; WINKLER PRINS, C. F.; WOLF, M. (1981): Preliminary report on Lower Tertiary-Upper Cretaceous and Dinantian-Famennian rocks in the boreholes Heugem-1/1a and Kastanjelaan-2 (Maastricht, The Netherlands). – Meded. Rijks geol. Dienst, **35** (15): 333 – 415, 8 Abb., 22 Tab., 22 Taf., 4 Anl.; Roermond.
- BOONEN, P.; KASIG, W. (1979): Das Dinantium zwischen Aachen und Lüttich. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 123 – 143, 3 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- BOUCKAERT, J.; HERBST, G. (1960): Zur Gliederung des Namurs im Aachener Gebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 369 – 384, 3 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- KASIG, W. (1980): Zur Geologie des Aachener Unterkarbons (Linksrheinisches Schiefergebirge, Deutschland) – Stratigraphie, Sedimentologie, und Paläogeographie des Aachener Kohlenkalkes und seine Bedeutung für die Entwicklung der Kulturlandschaft im Aachener Raum. – Habil.-Schr.: 253 S., 55 Abb., 30 Taf., 4 Anl.; Aachen. – [unveröff.]
- KASIG, W. (1980): Dinantian carbonates in the Aachen region, F.R.G. – Meded. Rijks geol. Dienst, **32** (6): 44 – 52, 4 Abb., 4 Taf., 1 Anl.; Haarlem.
- PAPROTH, E. (1989): Die paläogeographische Entwicklung Mittel-Europas im Karbon. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 53 – 68; Wiesbaden.
- 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, P.; DROZDZEWSKI, G.; SCHÄFER, A. (2000): Sequenzstratigraphie des kohleführenden Oberkarbons im Ruhr-Becken. – Geol. Jb., **A 156**: 45 – 106, 31 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- WREDE, V.; ZELLER, M. (1988): Geologie der Aachener Steinkohlenlagerstätte (Wurm- und Inde-Revier). – 77 S., 18 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

Karbon

- AMLER, R. W. A.; HERBIG, H.-G. (2006): Der Ostrand der Kohlenkalk-Plattform und der Übergang in das Kulm-Becken im westlichsten Deutschland zwischen Aachen und Wuppertal. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **41**: 441 – 477; Hannover.

- WREDE, V.; ZELLER, M. (2005): Eifelnordrand, Aachen – Erkelenz und Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 199 – 224; Frankfurt/Main.
- Perm bis Kreide**
- ALBERS, H. J.; FELDER, W. M. (1979): Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Altertiärs (Präobersanton – Dan/Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). – In: Aspekte der Kreide Europas. – Internat. Union geol. Sci., **(A) 6**: 47 – 84, 5 Abb.; Stuttgart.
- ALBERS, H. J.; FELDER, W. M. (1981): Feuersteingerölle im Oligomiozän der Niederrheinischen Bucht als Ergebnis mariner Abrasion und Carbonatlösungsphasen auf der Kreide-Tafel von Aachen-Südlimburg. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 469 – 482, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- GUÉRIN-FRANIATTE, N.; KNAPP, G.; MULLER, A. (2000): L'Etangien en bordure nord du Massif de l'Eifel (Allemagne Occidentale) : relations avec le Bassin parisien. – Zbl. Geol. u. Paläont., Teil I, **1999** (3 – 4): 357 bis 370, 3 Abb.; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N.; WILDE, V. [Hrsg.] (1999): Trias – Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. – 647 S., zahlr. Abb.; München (Pfeil).
- HOLZAPFEL, E. (1887 – 1889): Die Mollusken der Aachener Kreide. – Palaeontographica, **34**: 29 – 180, Taf. 4 – 21 [= Tl. 1]; **35**: 139 – 268, 1 Tab., Taf. 8 – 29 [= Tl. 2]; Stuttgart.
- KAEVER, M. (2000): Kreide im Raum Aachen. – In: Stratigraphische Kommission der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland. III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **226**: 138 – 141, 1 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- KNAPP, G. (1961): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalkes der Eifel. – Geol. Mitt., **2** (2): 107 – 160, 6 Abb., 1 Anl.; Aachen.
- KNAPP, G. (1999): Ein Profil des Unteren Keupers am Nordrand der Eifel. – scriptum, **4**: 71 – 78, 3 Abb.; Krefeld.
- KNAPP, G. (2000): Die Bohrung Bürvenich 1993 – ein Beitrag zur Stratigraphie von Lias und Keuper am Eifelnordrand. – Zbl. Geol. u. Paläont. Teil I, **1999** (3 – 4): 341 – 356, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KNAUFF, W.; SCHRÖDER, E. (1962): Über die Verbreitung des Lias am nördlichen Eifelrande südlich Düren. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 231 – 233, 1 Abb.; Krefeld.
- MADER, D. (1982): Sedimentologie und Genese des Buntsandsteins in der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 257 – 307, 10 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rotformation. – Naturwissenschaften, **69**: 311 – 325, 10 Abb., 3 Tab.; Heidelberg.
- RIBBERT, K.-H. (1995): Der Buntsandstein der Mechnischer Trias-Senke. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 237 – 252, 5 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- RÖHLING, H.-G. & LEPPER, J. (2010): Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens in der tieferen Trias (Buntsandstein). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland X. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **61**; Hannover.
- SINDOWSKI, K.-H. (1957): Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., **73**: 277 – 294, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SMOLDEREN, A. (1987): Age range and origin of the limestone clasts of the Malmedy Conglomerate (Perm, Ardennes, Belgium). – Bull. Soc. belge Géol., **96** (1): 55 – 80, 17 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Bruxelles.
- Tertiär und Quartär**
- ALTMAYER, H. (1982): Feuersteinfunde in der südlichen und östlichen Eifel. – Aufschluss, **33**: 241 – 244, 1 Abb.; Heidelberg.
- BLESS, M. J. M.; FELDER, P. J. (1989): Note on the Late Cretaceous of Hockai (Hautes Fagnes, NE Belgium). – Ann. Soc. géol. Belg., **112** (1): 47 – 56, 8 Abb.; Liège.
- BOENIGK, W. (1981): Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 193 – 263, 10 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BOENIGK, W.; HOSELMANN, C. (2003): Tertiäre und unterpleistozäne Terrassenablagerungen am Mittelrhein. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, **4**: 193 – 243, 15 Abb., 3 Tab.; Münster.

- BREMER, H.; PFEFFER, K.-H. [Hrsg.] (1978): Zur Landschaftsentwicklung der Eifel : Beiträge zur Geologie, Bodenkunde und Geomorphologie. – Kölner geogr. Arb., **36**: 225 S., 40 Abb., 7 Tab., 6 Beil.; Köln.
- BRUNNACKER, K.; HENNIG, G. J.; JUVIGNÉ, E.; LÖHR, H.; URBAN, B.; ZEESE, R. (1982): Der Kartstein-Travertin in der nördlichen Westeifel. – Decheniana, **135**: 179 – 204, 8 Abb.; Bonn.
- COLLARD, R.; BRONOWSKI, V. (1977): Guide du Plateau des Hautes Fagnes. – 509 S., 50 Abb., 1 Kt.; Verviers (Les Amis de la Fagne)
- DEMOULIN, A. (1987): Les sables oligocènes du plateau des Hautes Fagnes : Une synthèse. – Bull. Soc. belge Géol., **96** (1): 81 – 90, 3 Abb., 3 Tab.; Bruxelles.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 192 S., 77 Abb., 53 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- GULLENTOPS, F. (1997): Uplift of the Haute Fagnes. – Aardkdg. Meded., **8**: 95 – 98, 2 Abb.; Leuven.
- JOACHIM, H.-E. (1974): Die Vorgeschichte des Landes zwischen Ahreifel und Zülpicher Börde. – In: Führer zu vor- und urgeschichtlichen Denkmälern, **25**: Nordöstliches Eifelvorland, 17 – 32; Mainz (v. Zabern)
- JUNGE, H. (1987): Reliefgenerationen und Petrovarianz im Norden der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Kölner geogr. Arb., **46**: 245 S., 32 Abb., 11 Tab., 5 Taf.; Köln.
- KUBITZ, B. (2000): Die holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte in der Westeifel am Beispiel eines hochauflösenden Pollendiagramms aus dem Meerfelder Maar. – 106 S., 16 Abb., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- KURTZ, E. (1938): Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **90**: 133 – 144, 2 Abb.; Berlin.
- LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **156**: 179 – 206, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- MEYER, W.; ALBERS, H.-J.; BERNERS, H. P.; GEHLEN, K. VON; GLATTHAAR, D.; LÖHNERTZ, W.; PFEFFER, K.-H.; SCHNÜTGEN, A.; WIENECKE, K.; ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary uplift in the central part of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K.; GEHLEN, K.; MÄLZER, H.; MURAWSKI, H.; SEMMEL, A. [Hrsg.]: Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A case history: 39 – 46, 2 Abb; Berlin (Springer).
- OEHMS, E. P. N. (1980): Schwermineralogische und mikro-paläontologische Untersuchungen im marin beeinflussten Alttertiär des Antweiler Grabens (südliche Niederrheinische Bucht). – Meded. Werkgr. tertiaire en kwartaire Geol., **17** (3): 225 – 231, 2 Abb.; Rotterdam.
- PISSART, A.; JUVIGNE, E. (1980): Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (Pingo ou Palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). – Ann. Soc. géol. Belg., **103**: 73 – 86, 7 Abb.; Liège.
- QUITZOW, H. W. (1982): Die Hochflächenlandschaft der zentralen Eifel und der angrenzenden Teile des Rheintroges und Neuwieder Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **11**: 173 – 206, 6 Abb.; Mainz.
- RIBBERT, K.-H. (1997): Über tertiärzeitliche Altflächen-Sedimente bei Schmidtheim in der Nordeifel. – Decheniana, **150**: 329 – 345, 11 Abb.; Bonn.
- RICHTER, D. (1962): Die Hochflächentreppe der Nordeifel und ihre Beziehungen zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Rdsch., **52**: 376 – 404, 6 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHALICH, J. (1968): Die spätpleistozäne und holozäne Tal- und Bodenentwicklung an der mittleren Rur. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 339 – 370, 15 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- SCHIRMER, W. (2003): Stadien der Rheingeschichte. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, **4**: 21 – 80, 23 Abb., 3 Tab.; Münster.
- SCHNÜTGEN, A. (2003): Die Petrographie und Verbreitung tertiärer Schotter der Vallendar-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge, ihre paläoklimatologische und geographische Bedeutung. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – Geo-ArchaeoRhein, **4**: 155 – 191, 3 Abb., 12 Tab.; Münster.
- SCHUMAKER, R.; NOIRFALISE, A. (1979): Das Hohe Venn. – 48 S., 70 Abb., 1 Kt.; Liège. – [Hrsg.: Federation du tourisme de la Province de Liège]
- SCHÜNEMANN, H. W. (1958): Zu Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 457 – 472, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- SUNNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer geowiss. Mitt., **11**: 217 – 219, 1 Abb.; Mainz.

- SONNE, V.; WEILER, H. (1984): Die detritischen alttertiären (oligozänen) Faunen- und Florenelemente in den Sedimenten des Meerfelder Maares. In: IRION, G.; NEGENDANK, J. F. W. [Hrsg.], Das Meerfelder Maar – Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte eines Eifelmaares. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **65**: 87 – 95, 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- STRUNK, H. (1982): Zur pleistozänen Reliefentwicklung talferner Areale der Eifel-Nordabdachung. – Arb. Geograph. Inst. Univ. Saarland, **32**: 116 S., 39 Abb., 3 Tab.; Saarbrücken.
- ZESE, R. (1978): Der präpleistozäne Formenschatz in der Rureifel und seine Beziehung zur Tektonik. – Kölner geogr. Arb., **36**: 121 – 128, 1 Abb.; Köln.
- ZEPP, H. (1983): Reliefuntersuchungen an der oberen Erft – Ergebnisse einer geomorphologischen Detailkartierung. – Arb. Rhein. Landeskd., **51**: 25 – 38, 5 Abb.; Bonn.
- Montanarchäologie**
- Beschreibung des Bergreviers Düren. (1902). – 250 S., zahlr. Tab., 1 Taf., 2 Kt.; Bonn (Marcus & Weber). – [Hrsg. vom Königlichen Oberbergamt Bonn]
- BOESTERD, M. H. P DEN (1956): The bronze vessels in the Rijksmuseum G. M. Kam at Nijmegen. Bonner Jb., **44** [1868]: 103f.; Bonn.
- Bonner Jb., **77** [1884]: 212; Bonn.
- DAHM, C.; LOBBEDEY, U.; WEISGERBER, G. (1999): Der Altenberg. Bergwerk und Siedlung aus dem 13. Jahrhundert im Siegerland. – Denkmalpf. u. Forsch. Westf., **34**; Bonn.
- HORN, H. G. [Hrsg.] (1987): Die Römer in Nordrhein-Westfalen. – 693 S., Stuttgart (Theiss).
- JANSSEN, W. (1975): Studien zur Wüstungsfrage im fränkischen Altsiedelland zwischen Rhein, Mosel und Eifelnordrand. – Bonner Jb. **35**, Beih.: 330 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Köln.
- JÜRGENS, A.; VOGT, TH. (1981): Reste römischer Gewerbetriebe in Stolberg-Gressenich, Kr. Aachen. – Ausgrabungen Rheinld., **79/80**: 129 – 132; Köln, Bonn.
- KNEIPS, E.; WEGENER, W. (2008): Erzbergbau und Metallverhüttung vom Mittelalter bis zum 19. Jahrhundert. – Geschichtlicher Atlas Rheinld., Beih. **VII**: 17 – 18; Bonn.
- LÖHR, H.; ZEDELIOUS, V. (1980): Der „Schlangenberg“. Ein Platz der frühromischen Okkupation bei Stolberg Breinigerberg. – Ausgrabungen Rheinld., **79**: 93 – 99; Köln, Bonn.
- NEU, P. (1988): Eisenindustrie in der Eifel. Aufstieg, Blüte und Niedergang. – Werken u. Wohnen, **16**: 267 S.; Köln.
- PETRIKOVITS, H. VON (1956): Neue Forschungen zur römzeitlichen Besiedlung der Nordeifel. – Germania, **34**: 99 – 125, 18 Abb.; Bonn.
- PREUSCHEN, E. (1959): Mechernich. Jahresbericht 1956 – 1958. – Bonner Jb., **159**: 450 – 455; Bonn.
- RIBBERT, K.-H. (1983) mit Beitr. von GRÜNHAGE, H.; SCHALICH, J.; WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5505 Blankenheim. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5505**: 101 S., 18 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- SCHALICH, J.; SCHNEIDER, F. K.; STADLER, G. (1986): Die Bleierzlagerstätte Mechernich. – Grundlage des Wohlstandes, Belastung für den Boden. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 11 – 91, 25 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHMIDT-BURCK, M. (1923): Arbeitsbericht. – Z. Aachener Geschichtsver., **45**: 283; Aachen.
- SÖLTER, W. (1974): Archäologische Untersuchungen zur Antiken Wirtschaft und Technik in der Nordeifel – In: Führer vor- und frühgeschichtlicher Denkmäler, **25** (1): 50 – 68, 3 Abb.; Mainz.
- STEUER, H.; ZIMMERMANN, U. [Hrsg.] (1993): Alter Bergbau in Deutschland. – Archäologie in Deutschland, Sonderbd.: 127 S., Stuttgart (Theiss).
- STEUER, H.; ZIMMERMANN, U. [Hrsg.] (1993): Montanarchäologie in Europa. – Archäologie u. Geschichte, **4**: 167 – 176; Sigmaringen.
- THÜNKER, A.; WEGENER, W. (1989): Photographische Erfassung und Dokumentation bergbaugeschichtlicher Bodendenkmäler. – Archäol. Rheinld., **1988**: 155 – 157; Neuss.
- TICHELBÄCKER, H. (1987): Das römische Eisengewerbe in der Gemeinde Hürtgenwald. – Dürener Gesch.-Bl., **76**: 63ff.; Düren.
- VOIGT, A. (1956): Gressenich und sein Galmei in der Geschichte. – Bonner Jb., **155/156**: 318 – 335; Bonn.
- WEGENER, W. (1988): Ein bergbaugeschichtliches Bodendenkmal in der Eifel. – Archäol. Rheinld., **1987**: 150 – 152; Neuss.

- WEGENER, W. (1994): Archäologische Forschung und Bestandsaufnahme am Mechernicher Bleiberg. – Archäol. Rheinld., **1993**: 168 – 170; Neuss.
- WEGENER, W. (2002): Nordeifel – Die Wiederentdeckung einer historischen Industrielandschaft. – Mater. Bodendenkmalpflege u. Industriekultur, **13**: 111ff; Köln.
- WEINER, J. (1980): Lousberg. Untersuchungen zur neolithischen Besiedlung der Aldenhovener Platte X. – Bonner Jb., **180**: 277 – 288; Bonn.
- WEINER, J. (1990): Der Lousberg bei Aachen. Ein Feuersteinbergwerk aus der Jungsteinzeit. – In: Archäologie in NRW. Geschichte im Herzen Europas: 139 – 142; Mainz (v. Zabern).
- WILLERS, H. (1907): Die römische Messingindustrie in Niedergermanien. – Rheinisches Museum für Philologie.
- WILLERS, H. (1907): Neue Untersuchungen über die römische Bronzeindustrie von Capua und Niedergermanien.

Eifel-Wasserleitung

- GREWE, K. (1986) mit Beitr. von BRINKER, W.; GARBRECHT, G.; HELLENKEMPER, H.; LAMPRECHT, H.-O.; SCHULZ, H. D.; THOFERN, E.: Atlas der römischen Wasserleitungen nach Köln. – Rhein. Ausgrab., **26**: 289 S., zahlr. Abb., 7 Tab., 61 Kt.; Köln.
- GREWE, K. (1991): Neue Befunde zu den römischen Wasserleitungen nach Köln. Nachträge und Ergänzungen zum „Atlas der römischen Wasserleitungen nach Köln“. – Bonner Jb., **191**: 385 – 422; Bonn.
- GREWE, K. (1988): Der Römerkanal-Wanderweg – Ein archäologischer Wanderführer; Düren (Eifelverein).
- GREWE, K. (1991): Aquädukt-Marmor – Kalksinter der römischen Eifelwasserleitung als Baustoff des Mittelalters. – Bonner Jb., **191**: 277–343; Bonn.
- GREWE, K. (1997): Die Eifelwasserleitung – Aquädukt für das römische Köln und Steinbruch für die romanischen Großbauten; Köln.

Lagerstätten

- BRUNEMANN, H.-G.; KASIG, W.; KATSCH, A. (1989): Der Geologisch-Montanhistorische Lehr- und Wanderpfad der Gemeinde Hellenthal. Ein Wanderführer. – In: Heimatverein Rescheid: 74 S.; Hellenthal.
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWski, G. (2007): Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 163 S., 74 Abb., 10 Tab., 1 Kt. in der Anl.; Krefeld (Geol. Dienst Nordrh.-Westf.).
- GERMANN, A.; FRIEDRICH, G. (1999): Strukturkontrollierte Buntmetallmineralisation in paläozoischen und mesozoischen Sedimentgesteinen in der nordwestlichen Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **150**: 513 – 541; Stuttgart.
- GOTTHARDT, R.; KASIG, W. (1996): Karbonatgesteine in Deutschland : Rohstoff, Nutzung, Umwelt. – 420 S., 230 Abb.; Düsseldorf (Beton-Verl.).
- GRAF, H. W. (1982): Erzbergbau am Maubacher Bleiberg. – Emser Hefte, **4** (2): 5 – 11; Bochum (Bode).
- GRAILET, L. (1998): De l'or en Ardenne. – 112 S.; Liège.
- GUSSONE, R. (1967): Mitteilungen über die Blei-Zink-Erzlagerstätten der Umgebung von Aachen-Stolberg. – In: Ministerpräsident Land Nordrhein-Westfalen, Landesamt für Forschung [Hrsg.]: Jahrbuch **1967**: 139 – 157, 17 Abb.; Köln, Opladen.
- GUSSONE, R. (1985): Zur Geschichte des Blei-Zink-Erzbergbaus im Raum Aachen – Stolberg. Begleitende Erläuterungen zu einer montanhistorischen Exkursion. – Fortschr. Mineral., Beih., **63** (2): 39 – 53, 1 Abb.; Stuttgart.
- HANSSSEN, E.; VIAENE, W.; GULLENTOPS, F. (1986): Stratigraphie et minéralogie des alluvions aurifères de la bordure SE du Massif de Stavelot, Ardennes belges. – Aardkund. Meded., **3**: 95 – 106, 7 Abb.; Leuven.
- HENNEKE, J. (1977): Die bergwirtschaftliche Bedeutung der Blei-Zink-Erzlagerstätte Mechernich. – Glückauf-Forsch.-H., **38**: 9 – 18, 15 Abb., 3 Tab.; Essen.
- KRAHN, L.; FRIEDRICH, G. (1991): Zur Genese der Buntmetall-Vererzung im westlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Erzmetall, **44** (1): 23 – 29, 10 Abb., 7 Tab.; Weinheim.

- REGER, K. [Hrsg.] (2003): 6. Internationaler Bergbau-Workshop: Rescheid/Eifel, 1. – 5. Okt. 2003, Tagungsband, 10 Jahre Besucherbergwerk Grube Wohlfahrt. – Internationaler Bergbau-Workshop <6., 2003, Rescheid/Eifel>: 186 S., zahlr. Abb.; Hellenthal/Eifel.
- REPPKE, V. (1993): Varistische und postvaristische Buntmetallmineralisationen in der östlichen Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge). Ein mineralogischer und bergbauhistorischer Überblick. – Diss. Univ. Göttingen: 347 S.; Göttingen. [unveröff.]
- SCHALICH, J.; SCHNEIDER, F. K., STADLER, G. (1986): Die Bleierzlagerstätte Mechernich – Grundlage des Wohlstandes, Belastung für den Boden. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **34**: 11 – 91, 25 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SCHUMACHER, K.-H. (1988): Geographische Analyse der baulichen Verwendung von Natursteinen in der Eifel. – Aachener geogr. Arb., **20**: XI + 276 S., 119 Abb., 6 Tab., 6 Kt.; Aachen (Selbstverl. Geogr. Inst. der RWTH).
- SCHUNDER, F. (1968): Geschichte des Aachener Steinkohlebergbaus. – 412 S., 30 Abb.; Essen (Glückauf).
- SIMON, P. (1979), mit Beitr. von KRÖMMELBEIN, K.; TAUPITZ, K.-Ch.: Die marin-sedimentären Eisenerze in der Eifel. – Geol. Jb., **D 31**: 133 – 151, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SLOTTA, R. (1983): Technische Denkmäler in der Bundesrepublik Deutschland, 4, Der Metallergbergbau, Teil 1. – Veröff. dt. Bergb.-Mus. Bochum, **26**: XX + 852 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bochum.
- WREDE, V.; ZELLER, M. (1988): Geologie der Aachener Steinkohlenlagerstätte (Wurm- und Inde-Revier). – 77 S., 18 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf.).
- Hydrogeologie**
- BREDDIN, H. (1963): Neue Erkenntnisse zur Geologie der Aachener Thermalquellen. – Geol. Mitt., **1** (2 – 4): 211 bis 238, 6 Abb., 2 Taf.; Aachen.
- DIENTST, A. M. (1995): Hydrogeologische und wasserwirtschaftliche Untersuchungen in paläozoischen Kalksteinen südlich Aachen. – Diss. TH Aachen: 146 S., 79 Abb., 19 Tab., Anh., 3 Anl.; Aachen.
- DIN 4049, Tl. 3 (1994): Hydrologie. Begriffe zur quantitativen Hydrologie – Berlin, Köln (Beuth)
- HEITFELD, K.-H.; KRAPP, L.; BÖCKE, T. (1987): Die Mechernicher Triasbucht – Eine geologisch-hydrogeologisch-wasserwirtschaftliche Studie. – Forsch.-Ber. Land Nordrhein.-Westf., **3216**: 190 S., 44 Abb., 28 Tab.; Opladen.
- HENNICKE, U. (1972): Hydrogeologie der Sötenicher Mulde (Eifel/Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. TH Aachen: 163 S., 25 Abb., 31 Tab., 3 Kt.; Aachen. – [unveröff.]
- HIGAZI, A. M. (1974): Hydrogeologie der Dollendorfer Mulde (Nordeifel). – Diss. TH Aachen: 180 S., 46 Abb., 23 Tab., 2 Kt.; Aachen. – [unveröff.]
- LANGGUTH, H.-R.; PLUM, H. (1984) unter Mitarb. von KIMMELMANN, A.-A.; HOLLERBACH, A.; WOLF, M.; SCHULZ, R.: Untersuchung der Mineral- und Thermalquellen der Eifel auf geothermische Indikationen. – Forsch.-Ber. B.-Minist. Forsch. u. Technol., **T. 84-019**: 176 S., 44 Abb., 11 Tab.; Karlsruhe, Eggenstein-Leopoldshafen.
- MAY, F. (1994): Zur Entstehung der Mineralwässer des Rheinischen Massivs. – Diss. rhein. Friedrich-Wilhelms-Univ. Bonn: 136 S., 42 Abb., Anh.; Bonn.
- MAY, F. (2000): Säuerlinge und Vulkanismus in der Westeifel. – Geol. Mitt., **76**: 145 – 160, 5 Abb.; Aachen.
- MICHEL, G. (1992): Aachen – Stadt der heißen Wässer. – In: Erläuterungen zu Blatt C 5502 Aachen. – Geol. Kt. Nordrhein.-Westf. <1 : 100 000>, Erl., **C 5502**: 73 – 77, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MICHEL, G.; ADAMS, U.; SCHOLLMAYER, G. (1998): Mineral- und Heilwässervorkommen in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. – 80 S., 16 Abb., 11 Tab., 1 Kt. in der Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein.-Westf.).
- MUNLV NRW, Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen (2004): Struktur der Wasserversorgung in NRW im deutschen und europäischen Vergleich: 170 S., überw. Abb., Tab. u. Kt.; Düsseldorf.
- MUNLV NRW, Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen (2002): Grundwasserbericht 2000 Nordrhein-Westfalen

- PANGENBERG, H.-D. (1973): Die Grundwasserverhältnisse im Einzugsgebiet der Wasserwerke der Stolberger Wasserwerks-Gesellschaft bei Breinigerberg/Stolberg (Rhld.). – Diss. TH Aachen: 230 S., 17 Abb., 12 Anl.; Aachen. – [unveröff.]
- PLUM, H. (1989): Genetische Klassifikation und geochemische Interpretation der Mineral- und Thermalwässer der Eifel und Ardennen. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **34**: 170 S., 55 Abb., 20 Tab., 1 Anl.; Aachen.
- POMMERENING, J. (1993): Hydrogeologie, Hydrogeochemie und Genese der Aachener Thermalquellen. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **50**: 168 S., 60 Abb., 16 Tab.; Aachen.
- RIBBERT, K.-H. (1983): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 5505 Blankenheim. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5505**: 75 – 82, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1984): Zur Karst-Hydrographie der nördlichen Eifelkalkmulden. – Kölner geogr. Arb., **45**: 415 bis 419, 2 Tab.; Köln.
- RIBBERT, K.-H. (1993): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 5504 Hellenthal. – In: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5504**: 64 – 72, 2 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1994): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 5404 Schleiden. – In: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5404**: 56 – 61, 1 Tab.; Krefeld.
- STOLTIDIS, I.; KRAPP, L. (1977): Grundwasserverhältnisse in den Kalkmulden der Nord-Eifel. – Decheniana, **130**: 299 – 315, 11 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- SUCHAN, K.-H. (1985): Hydrogeologie. – In: Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechernich. – In: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **5405**: 85 – 96, 4 Tab.; Krefeld.
- TRESKATIS, C. (1993): Zur Hydrogeologie des Buntsandsteins in der Mechernicher Voreifel am Beispiel des Quellsystems im Mehlenbachtal (Nördliche Mechernicher Triasbucht). – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **55**: 208 S., 79 Abb., 16 Tab.; Aachen.

Böden

- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **86**: 180 S., 15 Abb., zahlr. Tab.; Kiel.
- BLUME, H.-P.; BRÜMMER, G. W.; SCHWERTMANN, U.; HORN, R.; KÖGEL-KNABNER, I.; STAHR, K.; AUERSWALD, K.; BEYER, L.; HARTMANN, A.; LITZ, N.; SCHEINOST, A.; STANJEK, H.; WELP, G.; WILKE, B.-M. (2002): In: SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Aufl. – 593 S.; Heidelberg, Berlin (Spektrum Akademischer Verlag).
- HESMER, H. (1958): Wald- und Forstwirtschaft in Nordrhein-Westfalen: 540 S., Hannover (Schaper).
- KUNTZE, H.; ROESCHMANN, G.; SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde, 5. Aufl. – 424 S., 178 Abb., 188 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Ulmer).
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen, 4. Aufl. – 579 S., 185 Abb., 24 Taf.; Frankfurt/Main (DLG-Verlag).
- PISSART, A.; JUVIGNÉ, E.; (1980): Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou pale) de la Konnertzvenn (Hautes Fagnes, Belgique) – Ann. Soc. géol. Belg., **103**: S. 73 – 86, 7 Abb.; Liège.
- SCHWICKERATH, M. (1966): Hohes Venn – Nordeifel: 227 S., 376 Abb; Recklinghausen (Aurel Bongers)
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
 Blatt L 5102 Geilenkirchen (1977), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5104 Düren (1976), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5302 Aachen (1982), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5304 Zülpich (1984), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5308 Bonn (1983), Bearb. SCHNEIDER, F. K.
 Blatt L 5502 Monschau (1991), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5504 Schleiden (1988), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5506 Bad Münstereifel (1978), Bearb. RESCHER, K.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000. – Hrsg. Geol. Dienst Nordrh.-Westf.; Krefeld.
 Blatt L 5306 Euskirchen (2002, 2. Aufl.), Bearb. SCHALICH, J.; WARSTAT, M.
 Blatt L 5704 Prüm (2002), Bearb. SCHALICH, J.
 Blatt L 5706 Adenau (2002), Bearb. SCHALICH, J.

Geotope

- Ad-Hoc-AG Geotopschutz (1996): Geotopschutz in Deutschland : Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland; Arbeitsanleitung. – Angew. Landschaftsökol., **9**: 105 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Bonn-Bad Godesberg (Bundesamt Naturschutz).
- 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.; Möhnesee-Körbecke.
- WREDE, V. (1997): Geotopschutz in Nordrhein-Westfalen : Ziele, Möglichkeiten, Probleme. – Natur- u. Landschaftskde., **33**: 1 – 12, 5 Abb.; Möhnesee-Körbecke.

Glossar

Abschiebung, relative Abwärtsbewegung einer Gesteinsscholle an einer → Verwerfung → Aufschiebung

Achse → Faltenachse

Achsendepression, muldenartige Verbiegung von Faltenachsen

Akkumulation, Anhäufung von lockeren Massen, z. B. von Lockergesteinen

Ammoniten, ausgestorbene Kopffüßer mit spiralg aufgerolltem Gehäuse; Ordovizium- bis Kreide-Zeit

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

Antiklinale, großräumige geologische Sattelstruktur mit mehreren Kilometern Breite, besteht meist aus mehreren kleineren Falten

äolisch, durch den Wind bewirkt oder abgelagert

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 → tektonische Trenn- und Bewegungsfläche, an der Gesteinsschollen aufeinander geschoben sind

Aufschluss (geologisch), Stelle, an der Gestein unverhüllt zutage tritt; Aufschlüsse können durch die Kräfte der Natur (z. B. Felsen) oder künstlich durch den Menschen (z. B. Steinbrüche) geschaffen werden

Ausstreichen, Ausstrich, Schnitt eines geologischen Körpers (z. B. Gesteinsscholle, geologische Falte) mit der Erdoberfläche

Bank (geologisch), feste, von Schichtfugen begrenzte Gesteinsschicht mit einer Mächtigkeit von deutlich mehr als 1 cm

Basalt, geologisch junges, basisches vulkanisches Ersgussgestein, überwiegend aus den Mineralen der Feldspatgruppe sowie Augit, Olivin und Magnetit; entstanden in der Tertiär- und Quartär-Zeit

Becken (geologisch), ein größerer Sedimentationsraum mit meist schüsselförmig gelagerten Schichten

Beckenfazies, Beckensedimente, überwiegend tonige Gesteinsausbildung in einem küstenfernen und tieferen Meeresbereich

Belemniten („Donnerkeile“), ausgestorbene Kopffüßer mit ins Innere der Weichteile verlagertes Schale; erhalten ist meist nur ein kegelförmiger Teil der Schale, das Rostrum; Jura- bis Kreide-Zeit

Bentonit, Gestein aus verschiedenen Tonmineralien, wichtigster Bestandteil Montmorillonit (60 – 80 %), besitzt eine starke Wasseraufnahme- und Quellfähigkeit; weitere Bestandteile sind Quarz, Glimmer, Feldspat, Pyrit und Kalzit. Bentonit entsteht durch Verwitterung aus vulkanischer Asche.

Bioherm, Riff, vorwiegend in die Höhe wachsende, untermeerische Erhebung aus koloniebildenden, Karbonat produzierenden Meerestieren (z. B. Korallen, Schwämme, Algen)

Biostratigrafie, biostratigrafisch, Teildisziplin der → Stratigrafie, die sich mit der Gliederung und der relativen Altersbestimmung von Gesteinseinheiten mittels der darin enthaltenen → Fossilien beschäftigt

Biostrom, Riff, vorwiegend in der Fläche wachsende, untermeerische Erhebung aus koloniebildenden, Karbonat produzierenden Meerestieren (z. B. Korallen, Schwämme, Algen)

Boden, belebtes Umwandlungsprodukt der Verwitterungsrinde der Erdkruste, setzt sich aus anorganischen Bestandteilen (Material des Ausgangsgesteins, neu gebildete Kolloide und Salze, Wasser) und aus organischen Bestandteilen zusammen

Bodenkunde, Teilgebiet der Geowissenschaften, befasst sich mit der Untersuchung und Deutung des Zustands, der Entstehung, der Veränderung und Verbesserung sowie dem Schutz des → Bodens

Bodentyp, charakteristische Ausbildung eines → Bodens als Stadium der Bodenentwicklung unter bestimmten Umweltbedingungen, gekennzeichnet durch eine bestimmte Abfolge von Bodenhorizonten

boreal, zum nördlichen (kalten) Klimabereich gehörend

Brachiopoden (Armfüßer), äußerlich oft muschelähnliche, festsitzende, bilateralsymmetrische Meerestiere mit zweiklappigem Gehäuse; Kambrium-Zeit bis Gegenwart

Bruch, sichtbare Trennfläche im Gestein

Cephalopoden (Kopffüßer), höchstentwickelte Weichtiere, zu deren Klasse die ausgestorbenen → Ammoniten oder → Belemniten sowie der noch heute vorkommende Nautilus und die Tintenfische gehören; Kambrium-Zeit bis Gegenwart

Ceratiten, → Ammonitenart, namengebend für eine Schicht im Oberen Muschelkalk

Chronostratigrafie, Gliederung der Erdgeschichte und Einteilung von Ablagerungen nach bestimmten Zeitschnitten bzw. Bildungszeiten

Conodonten, ausgestorbene, ausschließlich marine Gruppe schädelloser Chordatiere (Tiere mit „Rückgrat“); zahnähnliche Hartteile der Tiere sind wichtige Leitfossilien (Mikrofossilien); Unterkambrium- bis Keuper-Zeit

Deckgebirge, nicht oder wenig gefaltete Sedimentgesteine über einem meist intensiv gefalteten älteren Unterbau; im bergmännischen Sinne Sammelbegriff für alle Schichten über einer Lagerstätte

Diagenese, diagenetische Vorgänge, 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, ungleichsinnige Lagerung von Gesteinschichten, bei → Sedimentgesteinen, z. B. winkeliges Aneinandergrenzen der → Schichtung gegenüber einer überlagernden Schichtenfolge

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 (Falllinie) auf der geneigten Fläche abtaucht; Fallwinkel: der größte Winkel zwischen der Falllinie und einer „gedachten“ horizontalen Ebene; zur genauen Raumlagebestimmung einer Fläche wird außerdem das → Streichen gemessen

Eiszeit, Kaltzeit, längerer Abschnitt der Erdgeschichte (in der Quartär-Zeit bis zu 100 000 Jahre), in dem es infolge absinkender Temperaturen in den Polarregionen zur Bildung zusätzlicher Schnee- und Eismassen kam, die sich in Form von Gletschern oder Inlandeis in sonst eisfreie Regionen ausdehnten

En-bloc-Hebung, tektonische Hebung eines Großraumes, z. B. des Rheinischen Schiefergebirges

Erosion (Abtragung), ausfurchende und abtragende Wirkung von Wasser, Wind oder Eis

Evaporit, bei der Eindampfung von Lösungen durch chemische Abscheidung entstandenes Gestein (z. B. Salzgestein)

Falte (geologisch), Auf- und Umbiegung von geschichtetem Gestein; eine Falte setzt sich aus einem → Sattel und einer → Mulde zusammen; Falten können durch gebirgsbildende Vorgänge (→ Orogenese) entstehen

Faltenachse, „gedachte“ Linie, welche die Punkte stärkster Krümmung auf einer muldenförmig oder sattelförmig gekrümmten Fläche miteinander verbindet (→ Falte, → Mulde, → Sattel)

Faltung, gebirgsbildende Vorgänge, die durch Einengung zu geologischen → Falten führen

Faltungsphase, Zeitabschnitt, in dem stärkere gebirgsbildende Vorgänge abgelaufen sind

Fazies, Gesamtheit der gesteinskundlichen und fossilinhaltlichen Merkmale, die ein Gestein charakterisieren; gibt Auskunft über Entstehungsbedingungen und Bildungsräume der Gesteine

Festgestein, verfestigtes Gestein (z. B. Tonstein, Sandstein, Kalkstein)

Feuerstein, dichtes, muschelrig und scharfkantig brechendes Gestein aus nicht kristallinem Quarz; findet sich häufig als Knollen oder Lagen in Kalksteinen der Kreide-Zeit

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-Zeit bis Gegenwart

Fossilien, Versteinerungen vorzeitlicher Pflanzen oder Tiere oder von deren Lebensspuren

Gang, mit Erzen oder anderen Mineralien ausgefüllte → Kluff, die das umgebende Gestein unter beliebigen Winkeln durchsetzt

Geotop, erdgeschichtliche Naturschöpfung, natürlicher Landschaftsteil oder geologischer → Aufschluss, die Kenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln

Glaukonit, glimmerartiges, dunkelgrünes Mineral (Fe-Al-Silikat), das sich im → marinen Bereich bildet

glazial, durch Eis bedingte Erscheinungen, in → Eis- bzw. → Kaltzeiten entstanden oder abgelagert

Glimmer, Mineralgruppe, meist blättrig absondernde, in eine Richtung vollkommen spaltbare Schichtsilikate; man unterscheidet Hellglimmer (z. B. Muskovit) und Dunkelglimmer (z. B. Biotit)

Goniatiten, älteste Gruppe der Kopffüßer → Ammoniten; Ordovizium- bis Perm-Zeit

Graben (geologisch), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ abgesenkt wurde

Graptolithen, ausgestorbene Klasse polyphenähnlicher, koloniebildender Tiere; Oberkambrium- bis Unterkarbon-Zeit; in der Ordovizium- und Silur-Zeit wichtigste → Leitfossilien

Horst (geologisch), Gesteinsscholle, die an → Verwerfungen gegenüber ihren Nachbarschollen relativ herausgehoben wurde

Hydrogeologie, Teilgebiet der angewandten Geowissenschaften; befasst sich mit dem unterirdischen Wasser, seinem Verhalten, seinen Eigenschaften, seiner Erschließung und seinem Schutz

hydrothermal, durch heiße, mineralführende wässrige Lösungen des Erdinneren entstanden

Inkohlung, Umbildungsprozess pflanzlicher Stoffe zu Kohle. Innerhalb dieses Prozesses wird der Kohlenstoff gegenüber den ebenfalls in der Ursprungssubstanz befindlichen Mengen von Wasserstoff, Sauerstoff und Stickstoff relativ immer stärker angereichert.

Kaltzeit, Eiszeit, längerer Abschnitt der Erdgeschichte (in der Quartär-Zeit bis zu 100 000 Jahre), in dem es infolge absinkender Temperaturen zur Bildung zusätzlicher Schnee- und Eismassen in den Polarregionen kam, die sich in Form von Gletschern oder Inlandeis in sonst eisfreie Regionen ausdehnten

Karst, bildet sich durch Anlösung und Auswaschung wasserlöslicher Gesteine, wie Kalkstein, Gips oder Anhydrit; mit der Lösung und Auswaschung des Gesteins durch Niederschlags- und Grundwasser entstehen unter-

irdische Hohlräume (Karstschlotten, Karsthöhlen); das Niederschlagswasser sowie das in Schlucklöchern (Schwinden) versinkende Oberflächenwasser sammeln sich in unterirdischen Wasserläufen (Karstgrundwasser), die in Karstquellen wieder zutage treten

Karstquelle, meist stark schüttende Quelle in Karstgebieten

klastisches Gestein, → Sedimentgestein aus Produkten der mechanischen Zerstörung (→ Verwitterung) anderer Gesteine (Trümmergestein)

Kluft, Trennfläche im Gestein ohne sichtbaren Versatz

Konglomerat, verfestigtes → Sedimentgestein, das hauptsächlich aus gerundeten Gesteinsbruchstücken (Geröllen) besteht

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, die nach Größe und Inhalt wirtschaftlich nutzbar sind. Die Einstufung als Lagerstätte setzt voraus, dass nach dem Stand der Technik, den infrastrukturellen Voraussetzungen und entsprechend der mittel- bis langfristigen Bedarfsentwicklung eine wirtschaftliche Nutzung über längere Zeiträume möglich ist.

Leitfossil, tierische oder pflanzliche Versteinerung, die für einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt kennzeichnend ist

limnisch, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen in Süßwasserseen

Lockergestein, unverfestigte, → klastische Ablagerung (→ Sediment), wie z. B. Sand, Kies und Ton

Löss, sehr feinkörniges, gelbgraues, in → Kaltzeiten durch Wind abgelagertes Staubsediment

Lösslehm, durch einsickernde CO₂-haltige Niederschlagswässer entkalkter und dadurch verlehmt → Löss

Maar, durch Wasserdampfexplosion bei vulkanischer Tätigkeit hervorgerufene trichter- bis schüsselförmige Eintiefung.

Mächtigkeit, bergmännischer Ausdruck für die Dicke von Gesteinsschichten

marin, Bezeichnung für Vorgänge und Ablagerungen im Meer

massig, Gefügeart von Gesteinen, homogen, kompakt, ohne erkennbare Gefüge

Metamorphose, metamorph, Umprägung von Gesteinen in der Erdkruste durch Druck- und Temperaturänderungen mit Umgestaltung des Mineralbestandes und oft auch des Gefüges; durch Metamorphose verändert

Morphologie, Oberflächenform einer Landschaft

Mulde (geologisch), eine nach unten (konkav) gekrümmte Gesteinsfolge

Orogenese, Gebirgsbildung; ein besonders typisches Formenbild der Orogenese ist die Schichtenfaltung in → Sättel und → Mulden

Paläogeografie, Beschreibung der ehemaligen Verteilung von Land und Meer

Paläontologie, Lehre von den pflanzlichen und tierischen Organismen der erdgeschichtlichen Vergangenheit (→ Fossilien); ihre Forschungen sind eine Grundlage für die → Stratigrafie

pelagisch, zum offenen, küstenfernen Meer gehörig

Petrografie, Beschreibung der Gesteine nach Zusammensetzung, Gefüge und Vorkommen

Pinge, trichter- oder schüsselförmige Vertiefung im Gelände, die durch bergmännische Schurfarbeit übertage oder durch Nachbruch eines in geringer Tiefe umgegangenen Bergbaus entstanden ist

Sattel (geologisch), eine nach oben (konvex) gekrümmte Gesteinsfolge

Schelf, Flachseebereich bis 200 m Wassertiefe. Er wird zur Festlandsscholle gerechnet und umrahmt diese in schmalerem oder breiterem Gürtel.

Schicht (Gesteinsschicht), durch Ablagerung entstandener Gesteinskörper von erheblicher flächenhafter Ausdehnung; die obere und untere Begrenzung einer Schicht bezeichnet man als Schichtfläche

Schichtung, schichtige Absonderung von Gesteinen, z. B. bedingt durch den Wechsel des Gesteinsmaterials, Veränderungen in der Korngröße oder Änderungen im Ausfällungstyp; Schichtung ist eine charakteristische Erscheinung bei → Sedimentgesteinen

Schieferung, geschiefert, engständiges, annähernd paralleles Flächengefüge, überwiegend in tonigen Ge-

steinen durch → tektonische Beanspruchung oder → metamorphe Überprägung entstanden. Schieferungsflächen verleihen den Gesteinen meist eine bevorzugte Spaltbarkeit.

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 (→ fluviatile S.), in Seen (→ limnische S.) oder im Meer (→ marine S.)

Sprung, bergmännischer Ausdruck für → Abschiebung (→ Verwerfung)

Spurenfossilien, 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 (Ab-, Auf- und Überschiebung sowie Horizontal- und Diagonalverschiebung)

Stratigrafie, 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, vermutlich zu den Schwämmen gehörende, koloniebildende Meerestiere des Erdaltertums, die – ähnlich wie Korallen – ein kalkiges Skelett absonderten und damit Riffe bilden konnten; Kambrium- bis Kreide-Zeit (hauptsächlich Silur- bis Devon-Zeit)

Tektonik, Teilgebiet der Geologie, Lehre vom Aufbau der Erdkruste in ihrer Struktur und großräumigen Bewegung. Aus den im Gelände beobachteten → Störungen und → Faltungen von Gesteinspaketen, und den Merkmalen der betroffenen Gesteine, wie → Klüftung und → Schieferung, schließt der Geologe auf Richtung, Stärke, Dauer und Zeitpunkt dieser Bewegungen.

Tentakuliten (Flügelschnecken), ausgestorbene Gruppe kalkschaliger → mariner Mikrofossilien; Gehäuse meist spitzkonisch, bisweilen gekrümmt oder aufgerollt; Mittelkambrium- bis Oberdevon-Zeit

Terrasse, ebene Fläche einer durch einen Fluss erzeugten Abtragung (Abtragungsterrasse) oder durch einen Fluss aufgeschütteter Sedimentkörper (Aufschüttungsterrasse)

terrestrisch, Bezeichnung für Vorgänge oder Ablagerungen im Bereich des Festlands

Thermalwasser, Therme, natürliches Grundwasser mit Temperaturen zwischen 20 und 50 °C aus einer Quelle oder Bohrung

Transgression, transgredieren, Vorrücken des Meeres oder → mariner → Sedimente auf Festlandsgebiete durch relativen Meeresspiegelanstieg

Trilobiten (Dreilappkrebse), ausgestorbene, krebsähnliche Gliederfüßer; Kambrium- bis Perm-Zeit

Trübestrom, wässrige Suspension aus großen Mengen von → Sedimentteilchen, die untermeerische Hänge mit großer Geschwindigkeit hinabgleitet

Trum/Trümer, spaltet ein Gang in mehrere schmale Gänge auf, so werden diese als Trum (Trümer) bezeichnet

Turbidit, aus einem → Trübestrom abgelagerter → Sedimentkörper

Überschiebung, → tektonische → Störungsform, bei der sich an einer flach einfallenden Bewegungsfläche eine ältere Gesteinsscholle über eine jüngere geschoben hat

Vergenz, Neigung der Achsenfläche einer → Falte

Verwerfung, Verstellung zweier Gesteinsschollen an einer → Bruchfläche

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

Warmzeit, längerer Zeitabschnitt zwischen zwei → Kaltzeiten mit wärmeren, dem heutigen Klima ähnlichen Temperaturen

Zyklotheme, rhythmische oder zyklische Abfolge bestimmter Sedimentationsformen z. B. durch Meeresspiegelschwankungen (abwechselnd Transgression und Regression), oft in Flachwasserbereichen oder großen Sedimentationsbecken

Geo-Ziele

Hans Baumgarten

Geologische Museen, Bergwerke, Höhlen und geologische Wanderpfade

Die geologische Vielfalt der Eifel spiegelt sich unter anderem in den zahlreichen hier ansässigen geologischen Museen wider. Auch hat der Jahrhunderte alte Bergbau auf Erze, Schiefer, Basalt und andere Festgesteine überall seine Spuren hinterlassen. So gibt es Bergwerke zu besichtigen, tiefe Stollen zu entdecken, Erze und Mineralien zu bestaunen. Fossilreich und weltberühmt sind die mitteldevonischen Eifel-Kalkmulden. Auch der quartäre Vulkanismus in der West- und der Osteifel zieht die Besucher an, denn er hat neben Vulkankuppen auch die Maare – die Augen der Eifel – geschaffen. Durch die Gewinnung von Baumaterial und Werksteinen sind zahlreiche Aufschlüsse entstanden, in denen die Geologie studiert werden kann. Die Eifel war immer schon eine Reise wert: Früheste Besiedlungsspuren in der Nordeifel gehen sogar bis in die Altsteinzeit vor 200 000 Jahren zurück.

In der folgenden Auflistung erfolgt eine Beschreibung der Einrichtungen, die im nordrhein-westfälischen Teil der Eifel liegen. Im rheinland-pfälzischen Teil gibt es zahlreiche überregional bedeutsame und interessante Museen, die allemal eine kleine Reise wert sind. Eine Auswahl interessanter Einrichtungen ist nachfolgend mit aufgeführt.

Viele Einrichtungen sind barrierefrei erreichbar und behindertengerecht ausgebaut, einige bieten behindertengerechte Parkmöglichkeiten an. Es wird jedoch empfohlen, sich bei einem Besuch von Bergwerken, Höhlen und Wanderpfaden besonders nach der Zugänglichkeit für Menschen mit Gehbehinderungen zu erkundigen.

Neben den aufgeführten Öffnungszeiten (Stand März 2010) 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, da diese oftmals schnellen Veränderungen unterliegen. Über die gängigen Suchmaschinen können die Webseiten leicht gefunden werden. Dort sind die aktuellsten Informationen und umfassende Beschreibungen zu finden.

Aachen

Museum Burg Frankenberg

Bismarckstraße 68

52066 Aachen

☎ 0241 4324410 u. 4798020

(Anmeldung für Gruppen)

🕒 So. 11 – 14; Gruppen auch n. Vereinbarung

Das Museum für Stadtgeschichte und Kunsthandwerk ist in der 1352 erstmals urkundlich erwähnten Burg Frankenberg untergebracht. In den historischen Räumen ist die stadthistorische Sammlung Aachens zu sehen. Die prähistorische Abteilung befasst sich mit einer Dokumentation des jungsteinzeitlichen Feuersteinbergbaus auf dem Aachener Lousberg. Abbau und Bearbeitung der Feuersteine (Oberkreide-Zeit) sind hier zwischen 2900 und 2500 v. Chr. betrieben worden.

Einen weiteren Schwerpunkt nimmt die Bädergeschichte Aachens und Burtscheids ein. Die geologischen Grundlagen für das Auftreten von Mineral- und Thermalwasser in dieser Region werden erläutert. Eine ansehnliche Kollektion wertvoller Brunnen gläser dokumentiert die Badekultur in Aachen.



Kalkofenweg

Parkplatz Freizeitgelände Schleidener Straße

52076 Aachen-Walheim

🕒 ganzjährig geöffnet

Der Kalkofenweg ist als Rundweg konzipiert und führt auf 5 beziehungsweise 7 km Wegstrecke durch das Indetal zu vier historischen Kalkofenanlagen.

Auf Schautafeln werden die geologische Entstehung des hier anstehenden Kalksteins sowie die Geschichte, der Aufbau und die Funktion der Kalköfen erläutert. Steinbruchaufschlüsse geben Einblicke in die Schichtenfolge der devonischen Kalksteine.

Bad Münstereifel

Fossilien- und Mineralienmuseum im Heisterbacher Tor

Heisterbacher Tor

53902 Bad Münstereifel

☎ 02253 542244 (Tourist-Info)

🕒 Fr. 14 – 17, Sa. + So. 10 – 12, 14 – 17

Das kleine Museum im Heisterbacher Tor – eines der vier vollständig erhaltenen Stadttore – zeigt Fossilien und Mineralien der Eifel, überwiegend aus der Devon- und Tertiär-Zeit. Den Schwerpunkt bilden die Fossilien aus dem devonischen Eifelmeer und seinen Kalkriffen. Aber auch Raritäten wie das Gelege eines Hadrosaurus aus China sind zu bestaunen. Die Mineralienabteilung zeigt prächtige Stücke aus aller Welt, zusammengetragen durch Vereinsmitglieder der Fossilien- und Mineralienfreunde der Eifel e. V.



Hürten-Heimatmuseum, Fossilienammlung

Langenhecke 6

53902 Bad Münstereifel

☎ 02253 542244 (Tourist-Info)

🕒 bitte erfragen, da wechselnd

Untergebracht in einem der ältesten mittelalterlichen Steinhäuser des Rheinlandes (12. Jahrhundert), vermitteln Schautafeln, Gesteine und Fossilien so-

wie zwei typische Riffe in Form von Dioramen die paläogeografischen Verhältnisse des Raumes Bad Münstereifel zur Devon-Zeit. Schwerpunkt der Sammlung sind Fossilien im Gewölbekeller des „Romanischen Hauses“, die die Lebenswelt der Eifeler Korallenriffe veranschaulichen.



Blankenheim

Eifelmuseum Blankenheim

(mit Themen-Wanderwegen)

Ahrstraße 55 – 57

53945 Blankenheim

☎ 02449 95150

🕒 bitte erfragen, da wechselnd

Dargestellt wird unter anderem die Geologie der Blankenheimer Kalkmulde anhand mitteldevonischer Fossilien und Gesteine. Ein Modell der Kakushöhle (s. Mechernich) mit Knochen von Mammut und Höhlenbär gibt einen Einblick in die pleistozäne Lebenswelt vor 60 000 Jahren.



Wanderungen durch das Devon-Meer: Geologische Aufschlüsse, Steinbrüche, Buntsandstein-Felsen, Wegeanschnitte, die Ahrquelle, die Bachschwinde im Lampertstal oder der vulkanische Stromberg zeugen von einer vielfältigen geologischen Situation in Blankenheim. Vier verschiedene Kalkmulden sind Zeugnisse aus der Zeit des Mitteldevons im „Naturerlebnisgebiet Oberes Ahrtal“. Die anstehenden Schichten des Unter- und Mitteldevons zeichnen sich durch besonderen Rohstoffreichtum aus. Über Jahrhunderte hinweg wurden Braun- und Roteisenvorkommen abgebaut. Zwei Themenwanderwege „Wo Wälder rauschen“ und „Wo Bäche ver-

schwinden“ zeigen Beispiele der geologischen Vielfalt. „Wo Hänge blühen“ führt auf Kalkmagerrasen von Frühjahr bis Herbst zur Orchideen- und Enzianblüte durch üppig bewachsene Wacholderhänge. Für Gesteins- und Fossilien Sammler ist der Steinbruch Höneberg von besonderem Interesse. (Informationen beim Verkehrsbüro Blankenheim, Rathausplatz 16, 53945 Blankenheim, Tel. 02449 87222 u. 87223).

Tiergartentunnelwanderweg

Stadtmitte, Bahnhof Blankenheim-Wald

53945 Blankenheim

☎ 02449 87222 (Verkehrsbüro Blankenheim)

🕒 ganzjährig geöffnet; Führungen n. Vereinb.

Der Tiergartentunnel ist ein einzigartiges Bodendenkmal und zeigt die außergewöhnliche Art der Wasserversorgung der Burg Blankenheim im ausgehenden Mittelalter. Aus der 1 km entfernt liegenden Quelle musste die Burg über eine Holzrohrleitung mit Wasser versorgt werden. Gefälleleitung, Druckrohrleitung und Aquäduktunnel (Tiergartentunnel), die ihre Vorbilder in der römischen Technik fanden, wurden in Blankenheim gebaut. Der Tunnelbau war zu der Zeit in Mitteleuropa kaum bekannt. Der Wanderweg (zweimal je 9,5 km) erschließt auf zahlreichen gut beschilderten Stationen Geologie, Landschaft, Kulturgeschichte sowie Bautechnik der Wasserversorgung.



Heimbach

Wasser-Info-Zentrum Eifel

Karl-H.-Krischer-Platz 1

52396 Heimbach

☎ 02446 9119906

🕒 Gruppen/Schulklassen Mo. – So. 8 – 18
(n. Vereinbarung)

Einzelbesucher der Dauerausstellung

Di. – So. 14 – 17

jeden Sonntag Führung 14:30 – 15:30

Es gluckst, brodelst, perlt und zischt! Wer das Info-Zentrum betritt, taucht ein in die faszinierende Welt des Wassers. Auf drei barrierefreien Etagen lassen sich alle Aspekte dieses Elementes eindrucksvoll erfahren – von Fragmenten römischer Wasserleitungen bis hin zur „Reinstwasser“-Anlage aus dem Forschungszentrum Jülich.

Durch technische Modelle wird Information erlebbar. Per Knopfdruck können Besucher den ewigen Wasserkreislauf in einer Miniaturlandschaft aktivieren oder eine Glühbirne durch Wasserkraft zum Leuchten bringen.



Ein Publikumsmagnet ist das Talsperrenmodell. In einer naturgetreuen Nachbildung werden Frühjahrs-hochwasser erzeugt oder sommerliche Trockenperioden nachgespielt. Per Regler ist es den Besuchern möglich, je nach Bedarf einzelne Schleusen zu öffnen oder zu schließen. Das komplexe Talsperrensystem wird somit – im wahrsten Sinne des Wortes – überschaubar.

Im Info-Zentrum erfahren die Besucher sämtliche Facetten des lebenswichtigen Wassers bis hin zu Verbraucherberatung und vorbildlichem Wassersparen: Die Toiletten dieses Hauses werden über eine Regenwasser-Nutzungsanlage gespült! Spannend und informativ sind die computergesteuerten „Info-Pools“, auf denen Filmmaterial zu allen Themen abrufbar ist. Wer die wunderbare Wasserwelt lieber selber unter die Lupe nehmen möchte, sollte an dem Stereolupen-Tisch Platz nehmen. Ein spielerisch-innovatives Haus für große und kleine Entdecker!



Hellenthal

Geologisch-montanhistorische Lehr- und Wanderpfade

ab Stadtmitte

53940 Hellenthal

☎ 02448 911140

(Mo. – Fr. vorm.; Heimatverein Rescheid)

🕒 ganzjährig geöffnet

Drei beschilderte Geo-Wanderwege (22, 25 u. 28 km Länge) führen zu wichtigen geologischen Aufschlusspunkten, die die Besonderheiten der Bergbaugeschichte dieses Raumes veranschaulichen.

Besucherbergwerk „Grube Wohlfahrt“

(mit geologisch-montanhistorischem Lehr- und Wanderpfad)

Aufbereitung II Nr. 1

53940 Hellenthal-Rescheid

☎ 02448 911140 (Mo. – Fr. vorm.)

🕒 Führungen im Besucherbergwerk ganzjährig, täglich um 11:00, 14:00 und 15:30

In der Grube Wohlfahrt wurde spätestens seit dem ausgehenden Mittelalter bis Mitte des 20. Jahrhunderts hochwertiges Bleierz abgebaut, das als Glasur-erz Weltrang hatte. In einem 800 m langen Teilstück des „Tiefen Stollens“ können geologisch und geschichtlich interessierte Gäste am Originalschauplatz die Entstehung und mühsame Gewinnung der Erze nachvollziehen. Die unterirdischen Eindrücke werden ergänzt durch eine informative Ausstellung zur Geologie, Mineralogie und Bergbaugeschichte im „Grubenhaus“. Drei Geo-Routen mit insgesamt 46 km Länge und anschaulichen Aufschlüssen machen 400 Mio. Jahre Erdgeschichte erwanderbar.

Hürtgenwald-Raffelsbrand

Bodenkundlicher Lehrpfad

Jugendwaldheim Raffelsbrand

Am Peterberg 8

52393 Hürtgenwald-Raffelsbrand

☎ 02429 9400-0 (Forstamt)

🕒 ganzjährig geöffnet

Der 2003 eröffnete Bodenlehrpfad war der erste seiner Art in Nordrhein-Westfalen. Die Darstellung des Bodens und seiner Funktionen als Lebensraum, Pflanzenstandort und Schadstofffilter ist der thematische Schwerpunkt des Lehrpfades. Er zeigt an Aufgrabungen sechs typische Bodenprofile des Hohen Venns und führt über einen Bohlensteg auch in die ökologisch besonders sensiblen und eindrucksvollen Moorgebiete des Totdenbruchs. Die Standorte sind mit Info-Tafeln beschildert.



Kall

Pingenwanderpfad

ab Rathaus Kall, Bahnhofstraße
53925 Kall

☎ 02441 5853 od. 888-53
🕒 ganzjährig geöffnet

Im Gemeindegebiet von Kall sind etwa 2 000 Pingene vorhanden, die vom umfangreichen Abbau von Erzen und Mineralien zeugen. Bereits in keltischer Zeit wurden die hochwertigen und leicht gewinnbaren Erze abgebaut und verhüttet. Der Wanderpfad (12 km) bietet mit zahlreichen Schautafeln einen umfassenden Einblick in die Geologie, die Lagerstätten, die Erzgewinnung und die Verhüttung.

Mechnich

Besucherbergwerk Mechnicher Bleiberg

„Grube Günnersdorf“ und Bergbaumuseum,
Bergbauhistorischer Wanderweg
Bleibergstraße 6
53894 Mechnich

☎ 02443 48697
🕒 Di. – Sa. 14 – 16, So. 11 – 16
und n. Vereinbarung

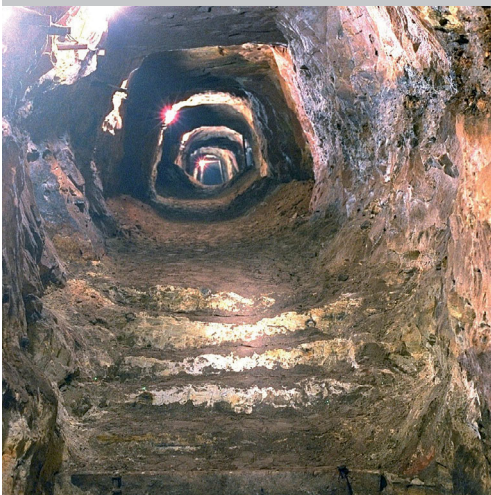
Die Vererzung der Bleierzlagerstätte Mechnich ist schichtgebunden. Die Hauptmenge des Erzes – Bleiglanz und untergeordnet auch Zinkblende – kommt als „Erzknoten“ unregelmäßig in Sandsteinen und Konglomeraten des Buntsandsteins vor. In der über 2000-jährigen Bergbaugeschichte der Region wurden die Erze sowohl im Tagebau als auch untertage gewonnen. Das endgültige Aus für den Mechnicher Bergbau kam 1957. Die Untertageanlage der

Grube Günnersdorf ist als Besucherbergwerk hergerichtet. Das Bergbaumuseum wurde als „Werkstattausstellung“ konzipiert und zeigt Werkzeuge und Gerätschaften aus dem Bleibergbau, Gebrauchsgegenstände sowie zahlreiche Dokumente und Fotografien aus Bergbau, Aufbereitung und Verhüttung.

Kakushöhle (Kartsteinhöhle)

Dreimühlen
53894 Mechnich
☎ 02443 494321
🕒 ganzjährig geöffnet

Die Kakushöhle liegt im Kartsteinfelsen und gehört zu den größten begehbaren Höhlen in der Nordeifel. Spuren der Besiedlung gehen bis in die Altsteinzeit vor 200 000 Jahren zurück. Info-Tafeln auf dem kleinen Rundweg schildern die Besonderheiten der Höhle und des Felsens.



Nettersheim

Naturzentrum Eifel

Urfststraße 2 – 4

53947 Nettersheim

☎ 02486 1246

🕒 Mo. – Fr. 9 – 16, Sa. + So. 10 – 16

Die Aufgabe des überregionalen Zentrums für Naturschutz und Umwelterziehung liegt in der Naturerlebnispädagogik, die sich an der geologischen, ökologischen und historischen Vielfalt der Region orientiert. Mehrere paläontologische Sammlungen, ein einzigartiges Korallenriff-Aquarium und die geologische Ausstellung mit einem Mineralien-Kabinett spiegeln die vielgestaltige geologische Entwicklungsgeschichte von der Devon-Zeit bis heute wider. Die vielen Veranstaltungsangebote des Jahres- und Aktivprogrammes bringen den kleinen und großen Gästen des Naturzentrums die Geheimnisse der spannenden Erdgeschichte der Region nahe.



Haus der Fossilien

Bahnhofstraße 50

53947 Nettersheim

☎ 02486 1246

🕒 Mo. – Fr. 9 – 16

Die Ausstellung im Haus der Fossilien (Alte Schmiede) zeigt anhand von Gesteinen, Fossilien und Mineralien die erdgeschichtliche Entwicklung der Eifel vor allem während des Mitteldevons. Entlang des Festlandschelfs siedelten sich zu dieser Zeit Korallenriffe an, die mit dem Großen Barriere-Riff an der heutigen Ostküste Australiens vergleichbar sind. Die Ausstellung stellt die ökologischen Bedingungen vor, die den Aufbau der fossilen Riffe ermöglichten; sie zeigt Korallen- und Stromatoporenarten, die diese Riffe bildeten. Aus den bis zu 300 m mächtigen Riffen entstanden die Kalkgesteine (Massenkalk), die heute in dieser Region abgebaut werden. Neben dem Devon-Riff zeigen weitere Abteilungen Pflanzenfossilien in der Ausstellung „400 Millionen Jahre Wald“, Ostrakoden oder die Evolution ausgewählter Tiergruppen.

Werkhäuser/Kalkbrennöfen

Kaninhecke

53947 Nettersheim

☎ 02486 1246

🕒 Sa. + So. 10 – 16 und n. Vereinbarung

Über den Rohstoff Kalkstein, seinen Abbau, das Kalkbrennen und die Verwendung informiert die Ausstellung in den historischen Werkhäusern. Darüber hinaus werden verschiedene geologische Themen der Region mit Modellen zu Erdgeschichte, Vulkanismus und Bodenbildung anschaulich dargestellt. Ein Mineralien-Kabinett komplettiert die Ausstellung.

Geologischer Lehr- und Wanderpfad der Gemeinde Nettersheim

Nettersheim Tour 1

(Wanderweg „Geologie und Fossilien“)

Beginn ab Naturzentrum Eifel

53947 Nettersheim

☎ 02486 1246

🕒 ganzjährig geöffnet

Ein 30 km langes Wegenetz verbindet die vielfältigen geologischen und bergbaulichen Besonderheiten der Region Nettersheim. 34 Stationen – vor allem natürliche Aufschlüsse und Steinbrüche – zeigen die Gesteine des Mitteldevons, überwiegend Kalk-, Dolomit- und Mergelsteine. Die Aufschlüsse wurden so ausgewählt, dass die gesamte Schichtenfolge mit allen geologischen Gegebenheiten zu sehen ist. Kalksteine wurden für die Herstellung von Branntkalk, als Baustein oder als Wegebbaumaterial gebrochen und stellen heute noch für diese Region ein wichtiges Rohstoffpotenzial dar. Fossilien aus diesen mitteldevonischen Gesteinen belegen, dass die Region vor 385 Mio. Jahren von einem tropischen Meer bedeckt war, in dem Stromatoporen und Korallen Riffe aufbauten. Während der variszischen Gebirgsbildung gegen Ende der Karbon-Zeit wurden die devonischen Schichten gefaltet und verstellt,

was in einigen Aufschlüssen sehr schön zu sehen ist. Während der Tertiär-Zeit kam es bei feuchtwarmem Klima zum Teil zur Auflösung des Kalksteins. Solche Verkarstungserscheinungen sind in den Aufschlüssen „Felsenmeer“ und „Fuchshöhle“ zu beobachten. Pingen und Grubenanlagen belegen den Eisenerzbergbau in der Region.



Stolberg

Zinkhütter Hof, Museum für Industrie-, Wirtschafts- und Sozialgeschichte

Cockerillstraße 90

52222 Stolberg

☎ 02402 903130

🕒 Di. – Fr. 14 – 17, Sa. 14 – 18, So. 10 – 18

Die Herstellung, Verarbeitung und Verwendung von Messing und Zink ist der Schwerpunkt des Museums, das in einem ursprünglich als Glashütte errichteten Gebäude von 1830 untergebracht ist. Auch die Kulturgeschichte des bergbaulich so interessanten Zinks wird beleuchtet: Aufgrund seiner Korrosionsbeständigkeit war Zink besonders im 19. Jahrhundert als Material für Rohre, Eimer und Gießkannen sehr begehrt. Im Museum wird die Entwicklung einer der ältesten Industrieregionen Mitteleuropas wieder lebendig.



„Der historische Wanderweg von Atsch bis Elgermühle“

Rhenaniastraße/Ecke Münsterbachstraße

52222 Stolberg

🕒 ganzjährig geöffnet

Der 6 km lange historische Wanderweg diente vor 400 Jahren als Verbindung zwischen den Kupfermühlen entlang des Münsterbaches. An zahlreichen gut ausgeschilderten Stationen wird die Montan- und Industriegeschichte des Raumes an Industriedenkmalen lebendig. Rohstoffe wie das Zinkerz Galmei, Dolomit und Steinkohle und das reichliche Wasserangebot prägten die wirtschaftliche Entwicklung des Raumes. Zu sehen sind technische Einrichtungen wie Glühöfen, Pumpenhäuser, Mühlen, Stauweiher und Hammerwerke. Entlang des Baches bieten steile Talhänge einen Einblick in die Schichtenfolge des Oberkarbons. Die hier auftretenden Steinkohlenflöze wurden seit dem 16. Jahrhundert oberflächennah in Pingen und seit dem 19. Jahrhundert im Tiefbau abgebaut.

Informationszentrum Naturschutzgebiet Schlangen-berg

Breiniger Berg 95

52223 Stolberg-Breinig

🕒 So. 14 – 17

(außer feiertags und in den Ferienzeiten)

Das Informationszentrum Naturschutzgebiet Schlangen-berg bietet umfassende Einblicke in Flora und Fauna der Region. Auch der Abbau von Galmei – Grundlage der Stolberger Messingindustrie – wird durch Erze und Gesteine, Werkzeuge und zahlreiche Fotos dargestellt.

Museum in der Torburg, Heimat- und Handwerksmuseum Stolberg

Luciaweg (Torburg)

52222 Stolberg

☎ 02402 82250

🕒 Sa., So. + feiertags 14 – 18

Eine umfangreiche Gesteins-, Fossilien- und Mineraliensammlung dokumentiert die erdgeschichtliche Entwicklung des Stolberger Raumes. Eng damit ver-

bunden sind der Bergbau und die Metall verarbeitende Industrie. Blei- und Zinkerze aus der Devon- und Karbon-Zeit sind in der Region weit verbreitet. Die Zahl der ehemals betriebenen Bergwerke ist groß; viele von ihnen hatten überregionale Bedeutung. Ein häufiges Zinkerz im oberflächennahen Bereich der Lagerstätte ist der Galmei. Auf seinem Vorkommen ist die berühmte Stolberger Messingindustrie begründet.

Zülpich

Geologischer Wanderpfad Zülpich-Bürvenich

ab Parkplatz „Am Raffenberg“

53909 Zülpich-Bürvenich

🕒 ganzjährig geöffnet

Der Geopfad ist 2,5 km lang und vermittelt Einblicke in die Geologie der Eifel mit den Eifel-Kalkmulden. Gesteine und Fossilien werden umfassend und anschaulich erläutert.

Auswahl interessanter Geo-Ziele in angrenzenden Gebieten

Bonn

Sehenswert in Bonn – wenn auch nicht mehr zur Eifel gehörend – sind das **Mineralogische Museum** der Universität im Poppelsdorfer Schloss und – in Sichtweite davon – das **Goldfuß-Museum** im Steinmann-Institut für Geologie der Universität (Nussallee 8). Der **Geologische Lehr- und Wanderpfad** (9 km Rundweg) gibt Einblicke in die Geologie im Übergangsbereich von der Eifel zur Niederrheinischen Bucht (ab Hochkreuzallee/Ecke Pfarrer-Merck-Straße). Der nördlichste Ausläufer des quartären Osteifel-Vulkanismus ist der **Rodderberg** ganz im Süden von Bonn. Neben der hervorragenden Aussicht auf Niederrheinische Bucht und Siebengebirge bieten ein Rundweg und die Aufschlüsse tiefe Einblicke in den einzigen quartären Vulkan von NRW (s. auch Kap. „Geotope“).

Rheinland-Pfalz

In unmittelbarer Nachbarschaft zum nordrhein-westfälischen Teil der Eifel liegen zahlreiche geologische Museen und Einrichtungen in Rheinland-Pfalz, die einen engen Bezug zur Geologie von Nordrhein-Westfalen haben. Hier eine kleine Auswahl:

- Bleialf: Mühlenberger Stollen und Bergbaupfad
- Daun: Eifel-Vulkanmuseum
- Deutsche Vulkanstraße
- Eifel-Geysir Wallenborn
- Gerolstein: Naturkundemuseum, Geopark Gerolstein, Gerolsteiner Dolomiten, Eis- und Mühlsteinhöhlen
- Hillesheim: Geologisch-Mineralogische Sammlung, Geo-Pfad
- Jünkerath: Eisenmuseum
- Manderscheid: Maarmuseum, Georoute
- Mayen: Eifelmuseum, Deutsches Schieferbergwerk, Vulkanpark
- Mendig: Lava-Dome, Museumsley, Steinlehrpfad Autobahn A 61, Obermendiger Natursteinlehrpfad
- Nationalpark Eifel
- Plaidt: Vulkanpark Infozentrum Rauschermühle
- Prüm: Informationsstätte „Mensch und Natur“
- Strohn: Vulkanhaus, Vulkan-Erlebnispfad
- Vulkanpark Brohltal/Laacher See

Sehr lohnenswert sind auch Ausflüge ins benachbarte Ausland:

Belgien

- Remouchamps: Grotten
- Robertville: Naturparkzentrum Botrange

Niederlande

- Maastricht: Naturmuseum, Kalksteingruben St. Pietersberg und Jesuitenberg
- Rijckholt: Feuersteinbergwerk
- Valkenburg: Grotten

Bildnachweise:

- Abb. 18: Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt/Main
- Abb. 24: nach einer Darstellung des Fuhlrott-Museums, Wuppertal
- Abb. 37: Museum des Instituts für Geologie und Mineralogie der Universität Köln
- Abb. 40: aus Holzapfel (1887 – 1889): Die Mollusken der Aachener Kreide. – Palaeontographica, **34**
- Abb. 46 – 50: Wolfgang Wegener, Bonn
- Abb. 53 – 60: Klaus Grewe, Swisttal
- Abb. 62: Sammlung Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen
- Abb. 81: nach Pommerening (1993): Hydrogeologie, Hydrogeochemie und Genese der Aachener Thermalquellen. – Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., **50**
- S. 175 oben rechts: Städtische Kurverwaltung, Bad Münstereifel
- S. 175 unten: verändert nach Brauckmann in Koch (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide: Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes
- S. 176 oben links: Gemeinde Blankenheim, Erich Schell
- S. 176 unten rechts: Bildarchiv Klaus Grewe, Swisttal
- S. 177: Wasser-Info-Zentrum Eifel, Erich Schmidt
- S. 179: Touristik-Agentur Mechernich e.V., Sabine Wahlen
- S. 180 u. 181: Wolfgang Düx, Nettersheim
- S. 182: Museum Zinkhütter Hof, Abteilung Stolberger Gold, Stefan Wenzler

ISBN 978-3-86029-934-0