

An aerial photograph of a river valley, likely the Middle Rhine region. The river flows through the center, with several boats visible. On the left bank, a town is nestled in a valley, featuring a prominent red-roofed church. The surrounding landscape is a mix of green fields, forests, and rolling hills under a blue sky with light clouds.

DER MITTELRHEIN  
IM BLICKPUNKT DER RHEINGESCHICHTE

WOLFGANG SCHIRMER

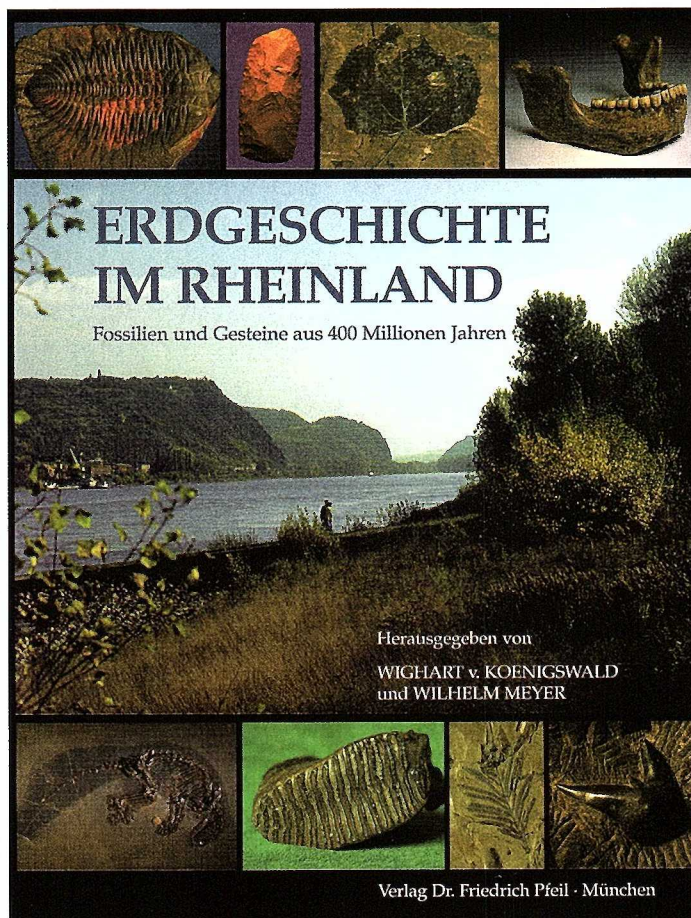
in:

KOENIGSWALD, W. v. & W. MEYER (Hrsg.):

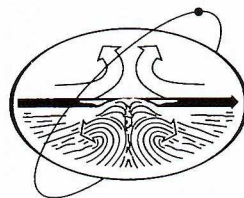
**ERDGESCHICHTE IM RHEINLAND**

**Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren**

Verlag Dr. Friedrich Pfeil • München 1994



Erster Band der Publikationsreihe  
**»Erdgeschichte mitteleuropäischer Regionen«**  
 veröffentlicht unter der Schirmherrschaft  
 der Alfred-Wegener-Stiftung



Copyright © 1994 by Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München  
 Dr. Friedrich Pfeil, Nymphenburger Straße 26, D-80335 München  
 Alle Rechte vorbehalten

Printed in Germany

– gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier –

ISBN 3-923871-80-5

Abbildungsnachweise

W. Schirmer, Düsseldorf: 20.1 (11.10. 1983), 20.3 (11.5.1988), 20.6, 20.7 (2.9.1977),  
 20.8 (13.8.1991), 20.10 (19.4.1975), 20.11 (11.8.1973)

Die Rheinromantik bezieht sich im wesentlichen auf das Engtal des Rheins zwischen Bingen und Bonn. Dieser »Durchbruch« des Rheins durch das Rheinische Schiefergebirge ist durch Einschneiden des Rheins im Gleichmaß zur langsamen Heraushebung des Schiefergebirges während der letzten 300 000 Jahre entstanden. Gleichzeitig mußten sich die Seitentäler aus dem Schiefergebirge schluchtartig eintiefen, um zum Rhein zu gelangen. Dabei ließen sie nahe ihrer Mündung steile und schmale isolierte Sporne zurück – ideale Plätze für Burgenanlagen.

So sind auf der Trogfläche inmitten kargen Ackerlands Dörfer verstreut, krönen die Stirnkante des Engtalhangs Burgen und ducken sich zu ihren Füßen entlang dem Strom die Städte, spätestens seit der Römerzeit eine der wichtigsten europäischen Verkehrsadern nutzend.



Abb. 20.1 Der Obere Mittelrhein bei Oberwesel. Zwischen Bahnlinie und Rhein ein schmales Band der Talgrundterrassen. Darüber die steilen Wände der Talhangterrassen, gekrönt von der Schönburg. Jenseits der Engtaloberkante erstreckt sich die gerodete und besiedelte Trogfläche des Rheins, dahinter die bewaldeten Höhen des Hunsrücks.

## 20 DER MITTELRHEIN IM BLICKPUNKT DER RHEINGESCHICHTE

WOLFGANG SCHIRMER

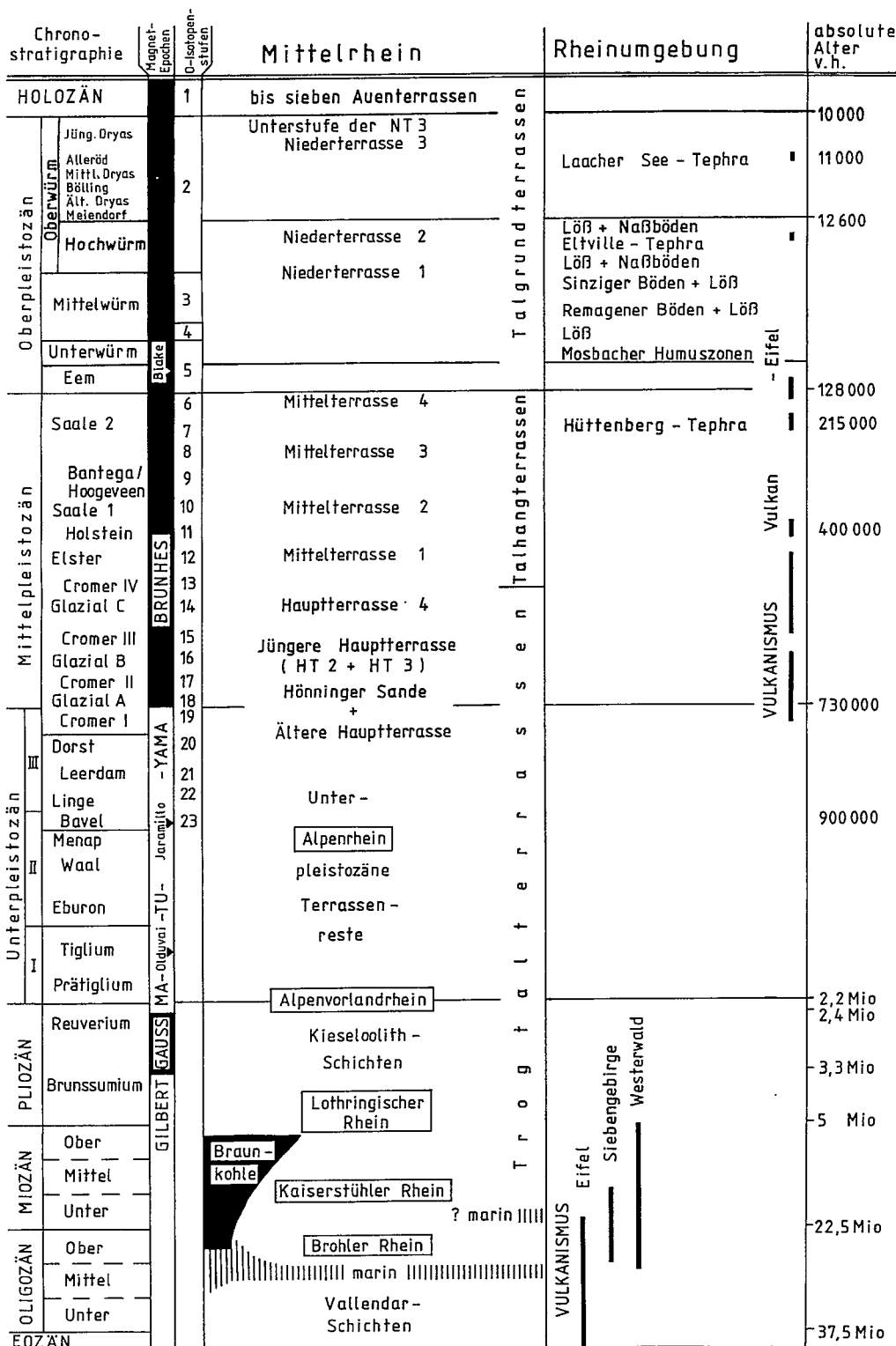
Der Rheinlauf hat von seinen Quellen bis zu seinen Deltamündungen viele Namen (Abb. 20.2) und – wie viele Flüsse – eine bewegte Geschichte, die im folgenden mit Blickpunkt auf den Mittelrhein kurz und vereinfachend skizziert wird.

### Vorrheinische Zeit

Ein Flußsystem entsteht immer dann, wenn sich Land aus dem Meer hebt. Der Rhein entstand also dort, wo sich das erste Land im Verlaufe des heutigen Rheins erhob. Aber es mußte ein Land sein, dessen Strukturen den heutigen Rheinlauf bereits vorzeichneten.

Der deutsche Mittelgebirgskamm hob sich um die Jura/Kreide-Wende, vor 140 Mio. Jahren, aus dem Meer. Das Rheinische Schiefergebirge als Teil dieses Kammes existierte aber

schon viel länger als Land, Insel oder Inselgruppen, nämlich seit seiner Faltung und Erhebung in variskischer Zeit (vor rund 300 Mio. Jahren). Die Flußsysteme, die das Land ab der Jura/Kreide-Wende zur Nordküste entwässerten, zeigen noch keinen Bezug zum heutigen Rhein. Die älteren aus dieser Landzeit kennt man gar nicht. Das erste bekannte größere vorrheinische Flußsystem ist das sogenannte **Vallendarer Flußsystem**, nach Vallendar, einem Stadtteil von Koblenz auf den östlichen Schiefergebirgshöhen, benannt<sup>1</sup>. Seine Schotter sind über das ganze Schiefergebirge, vornehmlich aber in Senkungszonen dieses Gebirges, verbreitet, zum Beispiel im Moseltrog, Lahntrog, Rheintrog oder dem Goldenen Grund, der Senke, die entlang der Autobahn Limburg-Wiesbaden eine Fortsetzung des Oberreingrabens ins Schiefergebirge darstellt. Sie sind hellweiß und bestehen fast ausschließlich aus Quarz und verkieselten Gesteinen (Abb. 20.3).



Tab. 20.1 Stratigraphische Tabelle zur Flußgeschichte am Mittelrhein<sup>95</sup>.

Das Flußsystem wurzelt gemäß seiner Schotterführung im Vogesenraum und ist über die Mosel eingeflossen<sup>2</sup>. Genauer Verlauf im Schiefergebirge und Abflußrichtung sind aber umstritten<sup>3</sup>. Viele Schottervorkommen dieses Systems werden als lokale Nebenbachschotter gedeutet, die das Schiefergebirge selbst lieferte.

Für die Vallendar-Schotter der Südeifel leitet LÖHNERTZ<sup>4</sup> ein Alter an der Wende Eozän/Oligozän ab (Tab. 20.1). SCHNÜTGEN<sup>5</sup> folgert anhand petrographisch sehr unterschiedlicher Schotter und Ab- und Anwesenheit vulkanischer Minerale eine Altersdifferenz einzelner Vorkommen vom Eo-

zän/Oligozän bis zum Oberoligozän. Hier bedarf es noch einiger Forschung, um mehr Licht in das Vallendarer Flußsystem zu bringen.

Eine Grabenzone bereitet dem Rhein den Weg

Das Mitteloligozän war eine bewegte Zeit in Mitteleuropa. Viele Gebiete sanken so tief ab, daß das Meer einbrach. In der rheinisch-hessischen Grabenzone, von Basel über Frankfurt, Kassel nach Göttingen, teilte ein 30-50 km breiter Meeresarm Mitteleu-

ropa in einen westlichen und östlichen Teil – zum letzten Mal, ehe das zentrale Europa endgültig zum geschlossenen Landblock wurde. In dieser Zeit brach aber auch eine zweite schmale Grabenzone ein, nämlich die, der später der Mittelrhein folgen sollte – diejenige vom Mainzer Becken zur Niederrheinischen Bucht.

Zeugnisse dieses Einbruchs gibt es zwei: Einmal treten im Mittelrheinischen Becken marine Tone auf (siehe Kap. 13), ebenso in der Westeifel-Mosel-Region. Wie das Meer dorthin gelangte, ist noch nicht bekannt, da sich die umgebenden Gebiete später so hoch herausgehoben haben, daß diese Spuren so weit abgetragen sind, daß sie bis heute nicht gefunden werden konnten. Vielleicht brach es vom Mainzer Becken her ein<sup>6</sup>. Das zweite Zeugnis ist die erste Andeutung des Einbruches der Niederrheinischen Bucht im Küstenverlauf des Rurgrabens zwischen Düsseldorf und Jülich (Abb. 20.4).

Diese neue Linie Mainz – Koblenz – Bonn – Roermond vollendet eine große Kontur, die heute das Gesicht des westlichen Europas zweiteilt, das Westeuropäische Riftsystem (Abb. 20.5). Schon lange wartete die altangelegte Linie auf endgültigen Durchbruch durchs Rheinische Schiefergebirge. Seit früherer Trias<sup>7</sup> in der nördlichen Nordsee zwischen Schottland und Norwegen angelegt, verlängerte sie sich langsam nach Süd-Südosten über die Niederlande, um sich nun im Mitteloligozän durch den gefalteten Schiefergebirgsblock hindurch bei Mainz mit dem Leine-Oberrhein-Rhône-Grabensystem zu verbinden. Noch erfüllen die Senkungszone auf weite Strecken schmale Meeresarme. Doch später wird der Verlauf dieses Grabensystems der des Rheins werden.

Der Teil, der vielleicht immer Land geblieben war, ist der Talabschnitt von Andernach bis Bonn, der heutige Untere Mittelrhein. Die Eifel-Westerwald-Wasserscheide ist heute noch, nach dem Taunus/Hunsrück, das höchste Gebiet im Schiefergebirge, das der Rhein quert. Bei Brohl durchbricht der Untere Mittelrhein die morphologische Verbindungslinie des Eifel-Oberwesterwald-Hauptkammes sowie die höchste Sattelzone im geologischen Untergrund. Dort also muß die alte Wasserscheide zwischen dem Mittelrheinischen und dem Niederrhein-Becken gelegen haben. Die Küste des Mitteloligozäns am Niederrhein schob sich zum Oberoligozän hin bis Bonn vor und nahm jetzt die ganze Niederrheinische Bucht ein (Abb. 20.4). Ein vordringendes Meer wird zuerst den Flußmündungen folgen. So folgte das niederrheinische Meer einem ersten kleinen Rhein, der seine Quellen wohl in Höhe von Brohl hatte, dem Brohler

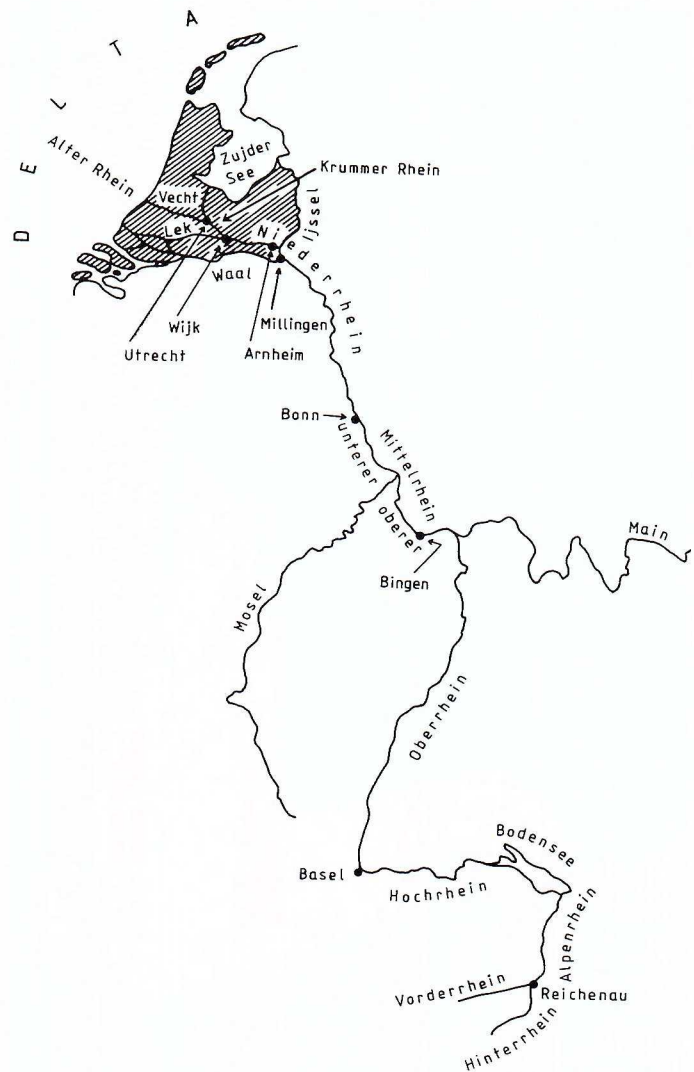


Abb. 20.2 Die Namen der Rheinabschnitte.

Rhein<sup>8</sup>. Man muß sich dieses Tal als subtropisches, weites, ver-sumpftes Becken vorstellen, in das die Verwitterungslehme des Schiefergebirges eingespült wurden, in dem sich Braunkohlensümpfe ausdehnten, eingerahmt von den aktiven Vulkanen des



Abb. 20.3 Kiesgrube in Vallengard in der Schotter bei Niederbrechen SE Limburg.

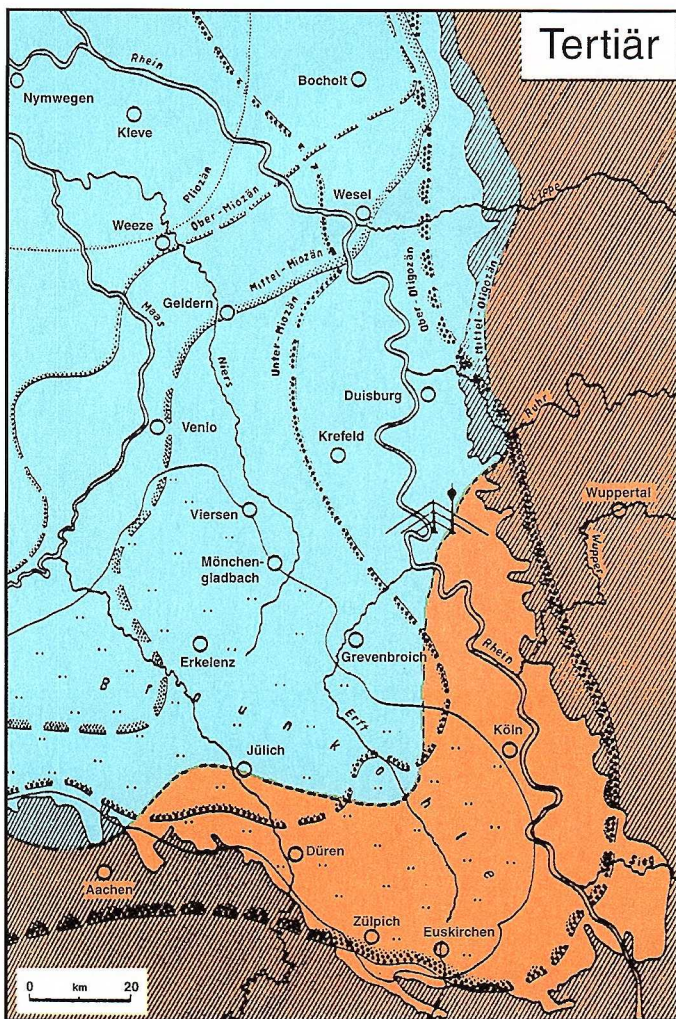


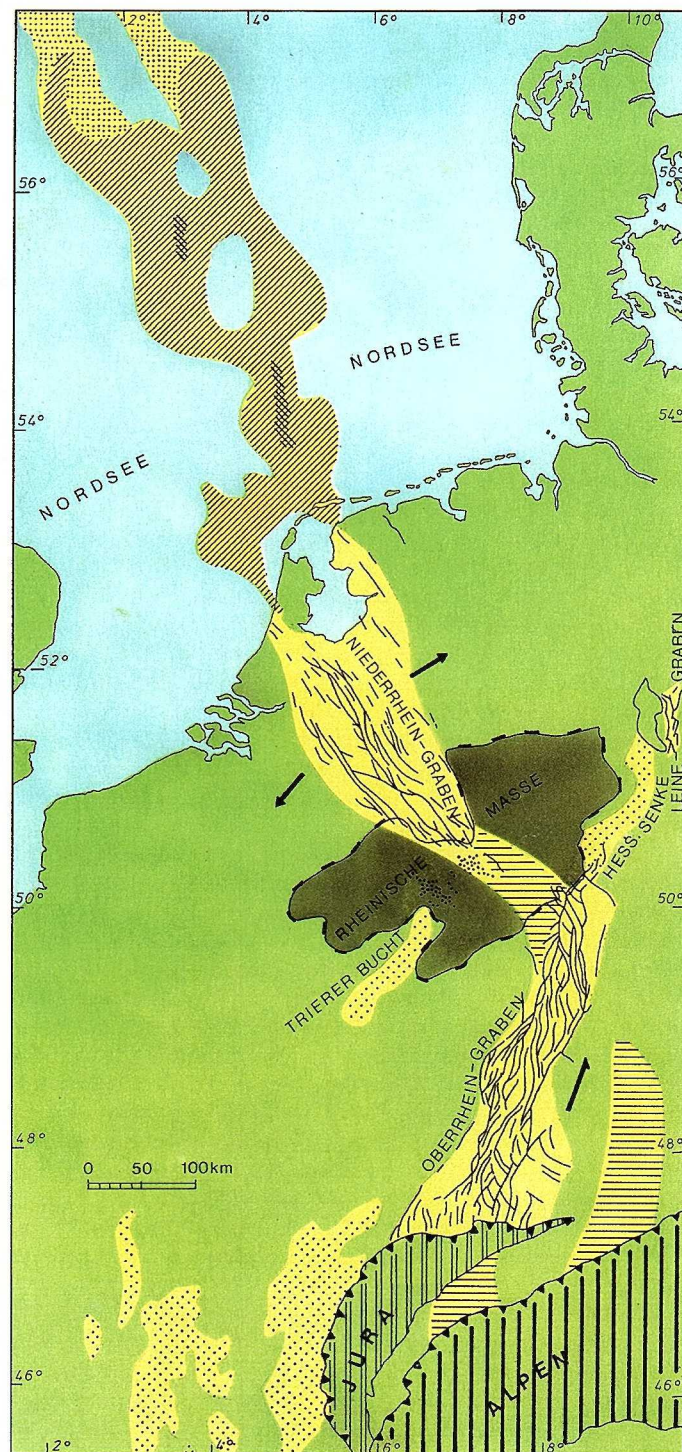
Abb. 20.4 Das erste Einbrechen der Niederrheinischen Bucht im Mitteloligozän. Daneben ist der weiteste Meeresvorstoß im Oberoligozän eingetragen und die Stadien des Meeresrückzuges bis zum Pliozän durch das Vorschieben des Rheindeltas<sup>31</sup>.

Westerwaldes und der Eifel.

Von dieser südlichsten versumpften Rheinmündung bei Bonn wuchs dann das Rheindelta, aufgehöhht durch den Schutt des sich stetig vergrößernden Einzugsgebietes des Rheins in 23 Mio. Jahren 300 km weit hinaus bis in die heutige Position, während in derselben Zeit seine Quellen von Brohl aus 500 km weit nach Süden in das Rückland hinein wurzelten. Der Untere Mittelrhein ist also die Stammlandschaft des Rheins überhaupt – doch nicht das heutige weinumkränzte, romantisch besungene Tal, dies ist viel später erst entstanden, sondern die flach ins Schiefergebirge eingesenkte Trogtalmulde<sup>9</sup> oben auf den Höhen über dem romantischen Engtal (Abb. 20.1). Sie nimmt heute die rheinnahen Höhen ums Siebengebirge und den Westerwald ein und auf der linken Rheinseite das Drachenfelder Ländchen, die Grafschaft und die Fläche, der die linksrheinische Autobahn A 61 zwischen dem Ahrtal und dem Brohltal folgt.

### Die Alpen verlängern den Rhein

Das Miozän ist die Zeit des höchsten Zugewinnes für den Rhein, die Zeit des weitesten Rückgriffs nach Süden. Die Quellregion eines Flusses kann sich nur dann rückwärts, also entgegen der Fließrichtung des Flusses verlängern, wenn sich das Gefälle im



Aseismische Tiefenrinnen mit Angabe der Pleistozän-Mächtigkeiten:

- > 500 m
- > 1000 m
- Quartärvulkanismus
- Riftbrüche, quartärzeitlich wieder aufgelebt
- Im Pleistozän gehobene Hochschollen
- Zugbeanspruchung, ausgelöst durch die Riftbildung
- Alpine Faltenzone
- Schweizer Faltenjura (Vorlandfaltung)
- Begrabenes jurassisches Rift
- Inaktives oligozänes Rift
- Seismotektonische Zonen ohne erkennbares Rift

Abb. 20.5 Das Westeuropäische Riftsystem – eine Grabenzone, der der Rhein folgt<sup>32</sup>.

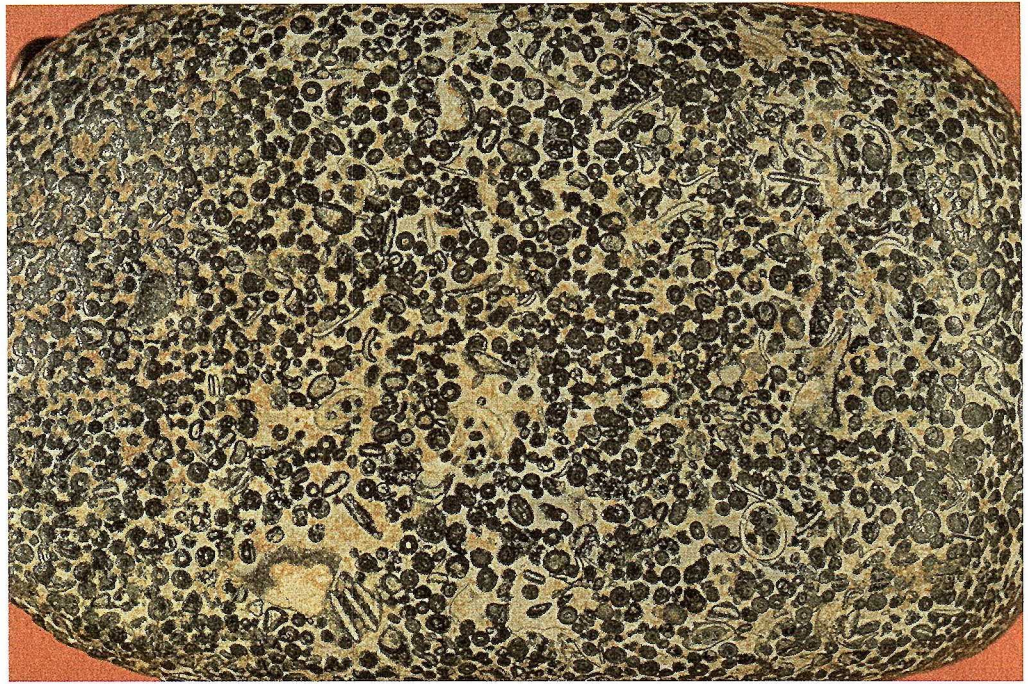


Abb. 20.6 Kieselolith-Geröll aus dem obermiozän-pliozänen Kieselolithschotter der Kiesgrube Weilerswist/Ville.

Rückland erhöht. Dafür sorgte die Heraushebung der Alpen, die beim Aufstieg ihr gesamtes Vorland, einschließlich des vorgelagerten mitteleuropäischen Blocks, mit heraus hoben. Die nordischen Tieflandsflüsse Maas und Rhein mit Mosel greifen am weitesten nach Süden über die Mittelgebirgsschwelle hinweg. Es ist kein Zufall, daß sie vor den Westalpen ihren Ursprung fanden, die sich am höchsten und längsten an hoben und heute noch den höchsten Teil der Alpen bilden. Die Alpenhebung hob das Vorland dergestalt heraus, daß es sich – vereinfacht – schräg nach Norden abdachte und damit den Flüssen eine natürliche Abflußbahn bot.

Diese Hebung begann am Südennde des Oberrheingrabens im späten Mitteloligozän. Das Meer im Oberrheingraben wich darauf in dessen Nordteil zurück. Im Unter- oder Mittelmiozän süßte dieses Restmeer im Mainzer Raum aus. Das Mittelrheinsche Becken war bereits im Oberoligozän ausgesüßt<sup>10</sup>. Das ganze Mittelgebirge samt seiner Gräben und Becken hob sich also in dieser Zeit und zwar derart, daß von den Vogesen gen Norden sowohl außerhalb wie innerhalb der rheinischen Grabenzone ein Gefälle entstand, das bis heute das Flußbild prägt.

10 m tiefe Flußrinnen zwischen den Braunkohlenablagerungen der Niederrheinischen Bucht beherbergen Sedimente, deren Mineralgehalt vom mittleren Oberrhein und seinen Randgebieten hergeleitet werden kann<sup>11</sup>. Das zugehörige Quellgebiet wird im Kaiserstühler Raum angenommen. Ein Kaiserstühler Rhein also existiert spätestens seit dem Mittelmiozän. Er hat schon eine Länge von etwa 350 km und sein Delta hat sich bis in den Raum Venlo-Wesel vorgeschoben. Die Ursache des sich so ungemain verlängernden Rheins war also letztlich die Hebung der Alpen.

#### Gerölle sind die Visitenkarte des Flußgebietes

Vom Mitteloligozän bis ins Untermiozän hielt – wie oben besprochen – eine erste kräftige Hebung der Westalpen samt ihrem Vorland an. Das verursachte den weit im Süden wurzelnden Nordabfluß des Vorlandes, aber auch den Ausbau des Westeuropäischen Riftsystems, das nun der Rhein nutzte. Vom Mittelmiozän bis ins frühe Obermiozän heben sich dann vor allem die Ostalpen heraus. Ums Rheinsystem wird es still in dieser

Zeit. Die großen Braunkohlensümpfe gedeihen im Delta am südlichen Niederrhein. Viel Sedimenttransport gab es nicht.

Doch im Verlaufe des Obermiozäns setzten die Westalpen zu ihrem zweiten großen Aufstieg an, der bis in junge Zeit anhält. Im späten Obermiozän finden wir an Rhein und Maas zugleich einen ersten kräftigen Schotter. Neben vielen kleinen, gut abgerundeten Quarzen führt er verkieselten Kalkolith und verkieselte Fossilien, die allesamt im lothringischen Muschelkalk und Jura beheimatet sind (Abb. 20.6). Maas und Rhein schütten diesen Kieselolith-Schotter<sup>12</sup> zu einem großen gemeinsamen Delta auf, das wenig nördlich von Aachen beginnt und sich in Höhe der niederländischen Grenze ins Meer senkt. Rheinauf kann man die Schotter bis ins Mittelrheinsche Becken verfolgen; dort aber biegt ihr Schotterzug ins Moseltal ab. Nach Geröllbestand und Schotterverlauf stammt dieser Fluß demnach aus Lothringen – ein Lothringischer Rhein<sup>13</sup> also, der wohl in den Vogesen wurzelte und den eigentlichen Rhein im Mittelrheinschen Becken als Seitenfluß aufnahm<sup>14</sup>.

Etwa 5 Mio. Jahre später, gegen Ende des Pliozäns, sind es die Schwerminerale Epidot, Granat und grüne Hornblende, die in den Ablagerungen des Ober-, Mittel- und Niederrheins die bisherige Vormacht von Turmalin, Zirkon, Rutil und Anatas ablösen. BOENIGK folgert daraus, daß der Rhein sich das Alpenvorland südlich Basel erobert hat, das bis dahin zum Saône-Rhône-Becken entwässert hatte<sup>15</sup>. Zu den reinen Quarzschottern der Kieselolithfazies gesellen sich jetzt neben größeren Geröllen auch leichter verwitterbare, wie Sandsteine, Tonschiefer und Magmatite, die bisher durch die vorwiegend chemische Verwitterung ausgelesen wurden. Das zeigt einen Wechsel vom subtropischen zum gemäßigten Klima, der sich natürlich auch in der überlieferten fossilen Pflanzen- und Tierwelt dieser Zeit niederschlägt. Mit ihm legen wir die Grenze vom Tertiär zum Quartär fest.

Eine Million Jahre später, zur Zeit der unterpleistozänen Schotter, bringt der Rhein jurassische Radiolarite, ein typisches Gestein ehemaligen Tiefseebodens aus den Alpen (Abb. 20.7), in die Niederrheinische Bucht<sup>16</sup>. Aus dem Alpenvorlandrhein wurde ein Alpenrhein, der wenigstens das Flußgebiet der Aare erobert hatte. Die fortgesetzte Westalpenhebung hatte ihre heutige Entwässerung über das Westeuropäische Riftsystem bis zur Nordsee vollendet.



Abb. 20.7 Radiolaritfels (Malm) der Err-Sedimentdecke (Unterostalpin) nordwestlich von St. Moritz (Graubünden).

### Das Eiszeitalter prägt das Rheintal

Mit Anschluß des Rheins an die Alpen vor ca. 1 Mio. Jahren setzte auch das klassische Eiszeitklima ein durch einen rhythmischen Wechsel von feucht-warmen Phasen (Interglaziale und holozänes Klima), feucht-kalten (Glaziale einschließlich weniger kalter Interstadiale) und trocken-kalten Phasen (Hochglaziale). Etwa 10 Kaltzeiten finden in der letzten Million Jahre statt (siehe Kap. 21). In den trocken-kalten Phasen fällt durch Frostverwitterung sehr viel Gesteinsschutt an, der in den feuchtkalten Phasen von den Hängen ins Flußbett gelangt. Die Flüsse schottern in sehr breitem Flußbett, das bis an die seitlichen Talhänge reicht, auf (sog. Breitbettfluß) (Abb. 20.8). Ihr Flußbett erhöht sich also mit der Aufschüttung (Vertikalakkumulation<sup>17</sup>). Weniger frachtbeladen, schneiden sie sich in die eigenen Aufschüttungen wieder ein und räumen sie auch aus. Dann bleiben die Oberflächen ihrer Aufschüttungen als Terrassen zurück. In den Interglazialen und vegetationsreicheren Interstadialen konzentriert sich der Fluß im wesentlichen auf einen

Faden, der mäandriert (Mäanderfluß). Dieser lagert Schotter in geringerem Umfang durch seitliches Umschichten ab (Lateralakkumulation). Die neben dem Fluß verbleibende Aue ist durch Ablagerung lehmig-schluffig-sandiger Auensedimente und Torfe gekennzeichnet. Da der einfache Strom kräftiger ist als die Arme des Breitbettflusses, kann auch er sich in die Tiefe einschneiden.

Das Eiszeitalter prägt die Flüsse also besonders durch Aufschüttungs- und Erosionsphasen. Hebt sich dabei die Kruste, wie es am Mittelrhein geschah, so bleiben die Akkumulationen als Treppenterrassen zurück, die älteren höher als die jüngeren (Abb. 20.9).

Senkt sich die Kruste aber, wie es im Rheindelta geschah, so legen sich die jüngeren Ablagerungen über die älteren. Irgendwo dazwischen müssen sich die Schotterkörper dann kreuzen (Terrassenkreuzung); das geschieht am Rhein zwischen Bonn und Arnheim.

Der Untere Mittelrhein zeigt – abgesehen vom Trogtal – eine ziemlich ideale Terrassentreppe (Abb. 20.9). Im Trogtal hinter-



Abb. 20.8 Breitbettfluß: Östlicher Zufluß zum Qaidam-Becken bei Dulan, Provinz Qinghai/China. – Ähnlich mag das Rheintal vor etwa 18 000 Jahren ausgesehen haben.



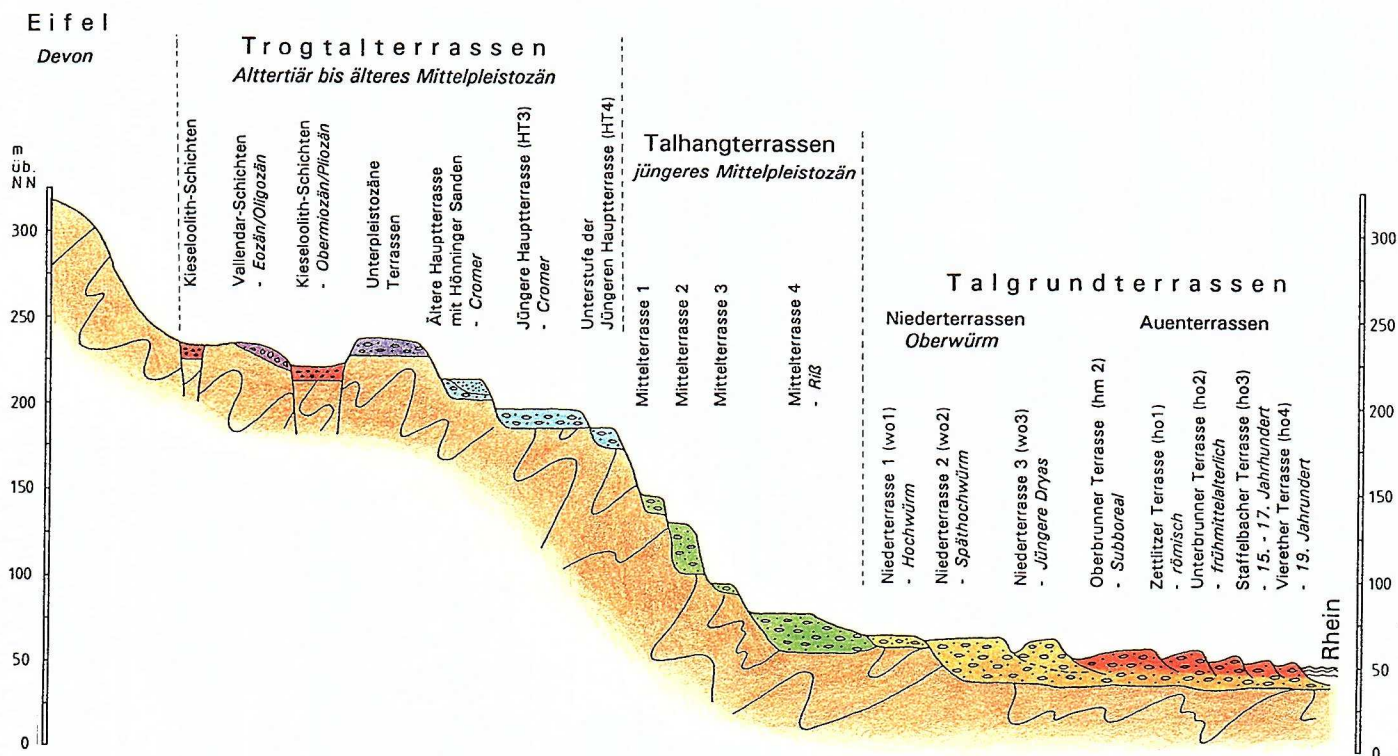


Abb. 20.9 Terrassentreppe am Unteren Mittelrhein und angrenzenden Talräumen<sup>33</sup>.

lassen die Vallendar-Schichten, die Kieseloolith-Schichten und die unterpleistozänen Schichten ein buntes Mosaik isolierter Schotterreste. Sie sind tektonisch verstellt, kommen daher in unterschiedlichen Höhenlagen vor<sup>18</sup>. In der rheinwärtigen Trogtalregion setzt dann mit den Hauptterrassen<sup>19</sup> die Terrassentreppe ein. Mit Ende der Hauptterrassenzeit vor ca. 500 000 Jahren hob sich das Schiefergebirge über 300 000 Jahre lang so stark, daß die Erosion des Rheins die Aufschüttung weit überwog. Es entstand das Engtal des Mittelrheins, das die Weinhänge trägt und die Burgen, die von halber Engtalhöhe bis oben auf der Stirnkante zu den Hauptterrassen sitzen. Die reizvolle Mittelrheinlandschaft verdankt also ihre Entstehung dem Umstand, daß zur Zeit der klassischen Vereisungen besonders starke Schiefergebirgshebung ein Engtal mit 150-200 m hohen steilen Wänden schuf. Der Mensch hat sie dann vom Mittelalter bis in die Romantik hinein noch verziert und muß Sorge tragen, daß er sie in unseren Tagen nicht verunziert (Hotelterrasse auf dem Drachenfels, Atomkraftwerk Mülheim-Kärlich). Da nehmen sich die vier Talhangterrassen, oft **Mittelterrassen** genannt<sup>20</sup>, die als schmale Leisten zuweilen die steilen Hänge begleiten, nur sehr unscheinbar aus. Am Niederrhein sind sie ebenfalls noch als Treppe entwickelt, aber breiter erhalten. Überall tragen sie mächtige, gegliederte Lößprofile, die viel zur Feingliederung des Eiszeitalters durch die in ihnen enthaltenen fossilen Böden beitragen. Die Löss der Kaltzeiten verwitterten während wärmerer Klimaabschnitte zu Böden, so daß der Wechsel von Lössen und Böden Informationen zur Klimageschichte enthält.

Tief unter der Hauptterrassentreppe im Trogtal und zu Füßen der Mittelterrassentreppe des Engtals breitet sich im Talgrund die flache Treppe der **Niederterrassen** und **Auenterrassen** aus (Abb. 20.9). Auf ihnen liegen die alten Kerne der großen Städte Koblenz, Bonn, Köln, Düsseldorf, Duisburg, dazu die wichtigsten Verkehrswege. Auf den ungeübten Beobachter wirkt die Folge der Talgrundterrassen mehr als Ebene denn als Terrassentreppe. Betragen die Terrassenabstände bei den höheren Terrassen 10-30 m, so zählen sie bei den Talgrundterrassen nur 0,5-4 m. Drei Niederterrassen (NT 1-3)<sup>21</sup> stammen aus je-

weils kalten Phasen der letzten Eiszeit (Würm- oder Weichselzeit). Die NT 1 wurde um den Hochwürm-Eisvorstoß aufgeschottert, die NT 2 im späten Hochwürm mit der letzten Lößablagerung und die NT 3 in der allerletzten Kaltphase, der Jüngeren Dryaszeit. Im nachfolgenden Holozän wurden bis zu sieben Auenterrassen als Lateralschotter abgelagert. Davon sind im Mittelrheintal meist nur die jüngeren erhalten. Diese Auenterrassen verdanken ihre Entstehung kräftiger Sedimentation in Zeiten verstärkter Hochwassertätigkeit. Ihre Bildung ist – wie bei den älteren Terrassen – nicht nur an den Rhein gebunden. Sie treten in allen größeren Tälern Mitteleuropas auf<sup>22</sup>.

### Vulkanische Mitgift der Rheinablagerungen

Schon im Oligozän und Miozän gab es einen reichen Vulkanismus um den Rhein in Eifel, Siebengebirge und Westerwald (siehe Kap. 15). Im Pleistozän ist es die Vulkaneifel, die die Ausgestaltung des Rheintals mit aschenreichem Feuerwerk begleitet. Höhepunkte vulkanischer Aktivität liegen zwischen 750 000 und 11 000 Jahren vor heute. Bei Aschenfall mischten sich diese in die Rheinablagerungen oder liegen ihnen auf. Da sich der Aschenchemismus von Ausbruch zu Ausbruch ändert, erhalten viele der Terrassenablagerungen eine Mitgift charakteristischer vulkanischer Gesteins- und Mineralgruppen.

Schon in den Hauptterrassen-Ablagerungen treten erste vulkanische Schwerminerale, Hornblende und Pyroxen, auf. Deutlich heben sich aber die Mittelterrassen von den Hauptterrassen durch Vormacht zuerst an brauner Hornblende, später Pyroxen ab.

Eine besonders interessante vulkanische Mitgift ist der Bims der Laacher See-Eruption mit seinen himmelblauen Hauynkristallen. In der Allerødzeit vor 11 000 <sup>14</sup>C-Jahren hat sich die Laacher See-Tephra über weite Teile Mitteleuropas ausgebreitet<sup>23</sup>. Im Talgrund des Rheins haben die Aschen die Niederterrassen 1 und 2 von Koblenz bis Remagen überdeckt (Abb. 20.10). Ihr Bimsstein aber ist in das Sediment der Niederterrasse 3 von



**Abb. 20.10** Niederterrasse 2 bei Urmitz/Neuwieder Becken. Von unten nach oben: 1. Flußbettsedimente, unten kiesreich, darüber geschichtete Sande; 2. rotbraunes Auensedimentband (ca. 1 m dick); 3. Laacher See-Aschendecke: an der Basis in Rinnenlage rostfarben (rechts im Bild), ansonsten weißgrau, darüber dunkles, schmales »Britz«-Band (Glutwolkenasche), darauf Bimslagen durch Bodenbildung rötlich-braun verfärbt.



**Abb. 20.11** Niederterrasse 3 bei Dormagen-Hackenbroich. Sande und helle Bimsgerölle in Schrägschichtung.

Koblenz an bis in die Niederlande eingemengt (Abb. 20.11). Die Niederterrasse 3 erweist sich durch dieses Leitgestein als nachallerödzeitlich, und da sie Frostbodenstrukturen der Tundra, wie Tropfenböden, enthält, muß sie im letzten Stadium der Würmeiszeit entstanden sein, der sogenannten Jüngeren Dryaszeit. Diese wird vor 10 000 <sup>14</sup>C-Jahren vom Holozän, unserer heutigen Warmzeit, abgelöst.

### Ein Gletscher verhilft dem Rhein zu endgültiger Gestalt

Die Eiszeiten erhielten ihren Namen aufgrund des weit sich ausbreitenden Gletschereises. Das alpine Eis stieß in Schwaben bis zur Donau vor, das skandinavische Eis bis an den Niederrhein, und das geschah mehrmals in verschiedenen Eiszeiten<sup>24</sup>. Das Tal des Alpenrheins<sup>25</sup> war schon lange Zeit das mächtigste, dessen Gletscher sich denn auch am weitesten ins Alpenvorland hinaus-

schoben. Aber es gehörte seit der Zeit der jüngeren Westalpenhebung, spätestens wohl seit dem Pliozän zum Flußsystem der Donau<sup>26</sup>. Die Wasserscheide zwischen dem Gebiet der obersten Donau und dem des Rheins lag demnach während des frühen Eiszeitalters im Bereich des heutigen Hochrheins (Abb. 20.12).

Bei einer der stärkeren Gletschervorstöße aus den Alpen schob sich das Eis über diese wahrscheinlich flache Wasserscheide. Den Schmelzwasserrinnen vor und unter dem Eis bot sich ein sehr unterschiedliches Gefälle. Die nach Westen zum Rhein gerichteten Schmelzwässer fanden bis Basel, das 250 m über dem Meer liegt, ein viel steileres Gefälle als die östlichen, zur Donau gerichteten Schmelzwässer. Sie erreichten in gleicher Entfernung wie die westlichen bei Donauwörth erst 400 m Meereshöhe. So wählten sich die Wasser des Alpenrheintals beim Zerfallen des Gletschers den steileren und damit kürzeren Weg zum Tal nach Westen und gehörten fortan samt ihrem graubündener Hinterland zum Rheingebiet. Wann dies genau geschah,

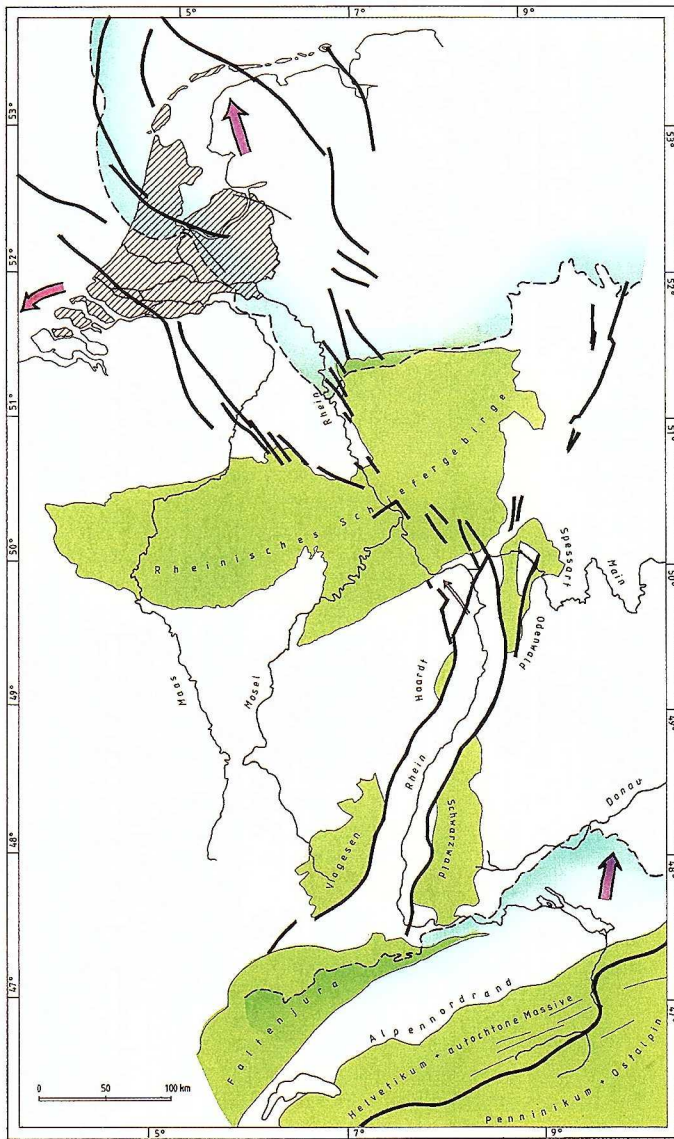


Abb. 20.12 Genetische Karte zum Rheinlauf:

- Flußnetz
- Rheindelta
- Hochgebiete: Alpen, Schweizer Faltenjura, Schwarzwald, Vogesen, Odenwald, Haardt, Rheinisches Schiefergebirge
- Leitlinien des Westeuropäischen Riftsystems.
- Am Alpenrhein: Churer Linie, die unterschiedliche Deckeneinheiten der Alpen trennt.
- Maximale alpine und nordische Eisvorstöße
- Ehemalige Abflußrichtungen des Rheins

ist noch umstritten, aber sicher mit Beginn der größeren Vereisungen<sup>27</sup>. Lediglich zur Zeit des Höchststandes einer jeden Vereisung flossen Schmelzwässer am Nord- und Ostrand des Rheinvorlandgletschers jeweils noch für längere Zeit ins Donaugebiet über.

### Der längste Rhein

Wie das alpine so hat auch das skandinavische Eis den Rheinlauf sehr verändert; doch auf ganz andere Weise. Vor den großen Eiszeiten, noch bis in den Cromer-Zeitraum, flossen Rhein und Maas in Richtung der NNW ziehenden Grabenzonen des Niederrheins hinaus in die Nordsee. Ihr gemeinsames Delta dehnte sich zwischen Rotterdam und Emden<sup>28</sup>. In der Elster-Eiszeit

schlossen sich erstmals die schottischen und skandinavischen Eismassen zu einem die Nordsee bedeckenden Eisriegel zusammen und schoben sich rhein-maas-deltaaufwärts bis an den deutschen Niederrhein vor (Abb. 20.12). Das zwang den Rhein zum westlichen Ausweichen vor dem Eis. Da aber zur Zeit des Höchsteisstandes der Meeresspiegel bis über den Schelfaußenrand der Nordsee absank, brach sich der vor dem Eis aufgestaute Rhein mit den Wassern der Maas, Schelde und Themse durch die Schwelle der Straße von Dover, strömte durch den trockengelegten Englischen Kanal, um am Kontinentalhang vor der Bretagne und vor Cornwall in den Atlantik zu münden. Damit war der Rhein damals etwa doppelt so lang wie heute (heute 1320 km), und die Seine war sein Nebenfluß.

Mit dem nachfolgenden Meeresspiegelanstieg kehrte die Küste und damit die Rheinmündung natürlich etwa in die alte Position zurück. Der Rhein fand sogar seinen alten Weg nach Norden wieder, denn Gletscher- und Schmelzwassererosion unter dem Eis hatten beim Einrücken ins Rheindelta eine tiefe Rinne ausgekolkelt, die dem Rhein die Rückkehr erleichterte (Abb. 20.13).

Dasselbe Spiel wiederholte sich zur Saale-Eiszeit. Von dieser Zeit kennen wir es eigentlich erst genau. Die Elster-Spuren sind durch die des Saale-Eises stark überformt worden. Aber man kann das Geschehen zur Saale-Eiszeit etwa auf die Elster-Eiszeit übertragen, da das Elster-Eis mindest so weit vorrückte, wie das Saale-Eis, meistens sogar etwas weiter.

Nach der Saale-Vereisung zog der Niederrhein noch geradewegs bis gegen Zwolle am Ostrand des IJsselmeers, bog aber dort in westliche Richtung in eine Rinne ab, die durch eisrandparallelen Wasserabzug entstanden war und deren Rest heute noch das IJsselmeer ist. Zur mittleren Weichselzeit hat der Rhein diesen Weg verschüttet und bevorzugte den kürzeren heutigen Weg. Ihn hatte er sich einst zusammen mit der Maas vor dem maximalen Eisrand schon einmal gebahnt. In diesem wieder neu eingerichteten Rheindelta fand dann im Holozän noch eine leichte Nord-Süd-Wanderung des Hauptabflusses der Deltaarme statt, bis der Mensch – seit der Römerzeit<sup>29</sup> – die Deltaarme und schließlich auch große Teile der Mündung durch Deiche künstlich festlegte<sup>30</sup>.

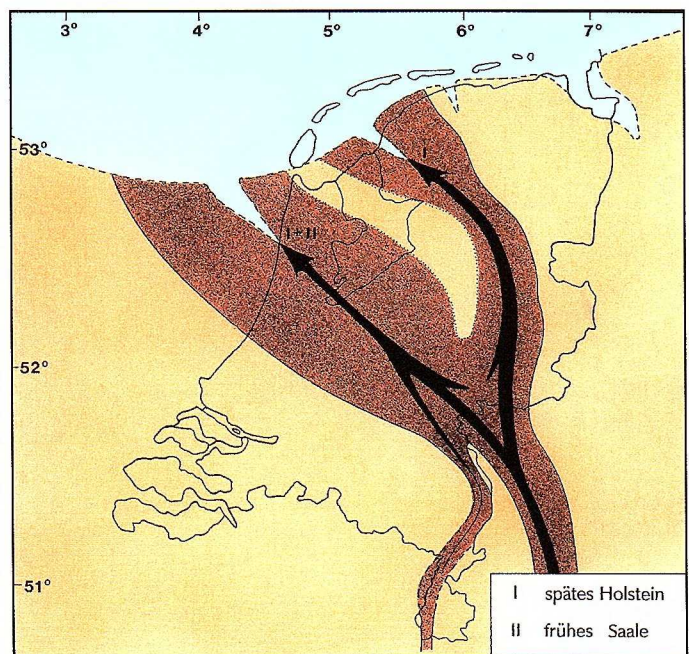


Abb. 20.13 Rhein und Maas in der Holstein-Warmzeit zwischen den Eisvorstößen der Elster- und Saale-Eiszeit<sup>34</sup>.

## Anmerkungen

- 1 MORDZIOL, C. (1908): Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. – Jb. preuß. geol. Landesanst., 29: 348-430, Taf. 9; Berlin.
- 2 Literatur siehe in SCHIRMER, W. (1990): Der känozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. – In: SCHIRMER, W. (Ed.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 9-33; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung): S. 12.
- 3 SCHNÜTGEN schließt aufgrund von Quarzgeröllfunden im westlichen Mittelrheinischen Becken einen Abfluß über die Untere Mittelrheinfurche nicht aus. – SCHNÜTGEN, A. (in Vorber.): Die Petrographie und Verbreitung tertiärer Schotter der Vallendar-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge, ihre paläoklimatische und -geographische Bedeutung.
- 4 LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156(2): 179-206; Stuttgart.
- 5 SCHNÜTGEN, siehe Anm. 3
- 6 Literatur siehe in SCHIRMER (1990: 12), siehe Anm. 2
- 7 ZIEGLER, P. A. (1992): North Sea rift system. – Tectonophysics, 208: 55-75; Amsterdam: S. 60.
- 8 SCHIRMER (1990: 12, 13), siehe Anm. 2
- 9 Troglfläche nach PHILIPPSON, A. (1899): Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. – Sitzungsber. niederrhein. Ges. Natur- und Heilkunde, 1899 A: 48-50; Bonn: S. 49.
- 10 Eine mögliche marine Verbindung längs der Rheinachse im Unterpliozän wird erwogen. Lit. in SCHIRMER, 1990: 12, s. Anm. 2.
- 11 BOENIGK, W. (1982): Der Einfluß des Rheingraben-Systems auf die Flußgeschichte des Rheins. – Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 42: 167-175; Berlin/Stuttgart: S. 168.
- 12 KAISER, E. (1903): Die Ausbildung des Rhein-Tales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht. – Verh. 14. dt. Geographentag Cöln: 206-215; Berlin: S. 209.
- 13 SCHIRMER (1990: 13, 17), siehe Anm. 2
- 14 BOENIGK, W. (1981): Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 29: 193-263, 2 Beil.; Krefeld: S. 242.
- 15 BOENIGK (1982: 174), siehe Anm. 9
- 16 SCHNÜTGEN, A. & BRUNNACKER, K. (1976): Zur Kiesel-schiefer-Führung in Schottern am Niederrhein. – Decheniana, 130: 293-298; Bonn.
- 17 oder auch V-Schotter genannt, im Gegensatz zur Lateralakkumulation, dem L-Schotter (SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., A71: 11-43; Hannover: S. 25.
- 18 BOENIGK, W. & HOSELMANN, Ch. (in Vorber.): Tertiäre und unterpleistozäne Terrassenablagerungen am Mittelrhein.
- 19 PHILIPPSON (1899: 49), siehe Anm. 8
- 20 zuerst E. KAISER (1903: 211), siehe Anm. 10
- 21 Nähere Ausführungen zur Erforschungsgeschichte der Niederterrassen am Mittelrhein bei SCHIRMER (1990: 27), siehe Anm. 2
- 22 SCHIRMER, W. (1993): Breaks within the Late Quaternary river development of Middle Europe. – Aardkundige Mededelingen, 6; Leuven.
- 23 BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – In: SCHIRMER, W. (Ed.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 166-190; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung): S. 181.
- 24 Zusammenstellung des Kenntnisstandes der Eisvorstöße an den Niederrhein bei SCHIRMER, W. (1990): Stauchmoränen und Aldekerker Platte. – In: SCHIRMER, W. (Ed.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 153-164; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung): S. 153. Die Eisvorstöße ins Alpenvorland sind bei SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S.; Stuttgart (Schweizerbart): S. 190 f. zusammengestellt.
- 25 Seine tektonische Anlage beschreibt HANTKE, R. (1992): Zur Genese des Alpen-Rheintals. – Jb. Geol. Bundesanst., 135(4): 847-856; Wien.
- 26 Eine junge Darstellung der umstrittenen Laufzusammenhänge von Aare, Hochrhein und Donau gibt FEZER, F. (1991): Weitere Argumente für die Aare-Donau. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 33: 187-198; Freiburg i. Br.
- 27 Nach VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 28: 297-362; Beil. 1-3; Freiburg i. Br.: S. 326, geschah das erstmals in der Donau-Eiszeit. Nach HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. – 460 S.; Stuttgart (Enke), allerdings war der Wechsel des Alpenrheins vom Donausystem zum Westabfluß durch den Einbruch des Hochrheintals tektonisch bedingt. Er erfolgte erst zum Saône-Tal (Sundgau-Schotter), dann zum Rhein. Den Einbruch des Hochrheintals stellt er auf S. 122 ins früheste Pleistozän, auf S. 117 aber noch vor die Plio/Pleistozän-Wende, also ins Pliozän. Den Wechsel des Alpenrheins/Hochrheins vom Saône-System zum Rhein-System stellt er entsprechend ins spätere Unterpleistozän bzw. an die Plio/Pleistozän-Wende.
- 28 ZAGWIJN, W. H. (1975): De palaeogeografische ontwikkeling van Nederland in de laatste drie miljoen jaar. – K. N. A. G. geogr. Tijdschrift, 9 (3): 181-201, 1 Farbbeil.; Amsterdam.
- 29 ZAGWIJN, W. H. (1986): Nederland in het Holocene. – Geologie van Nederland, 1: 46 S., 1 Farbbeil.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- 30 Neuere Übersichtsarbeiten zum Rhein:  
BOENIGK, W. (1990): Die pleistozänen Rheinterrassen und deren Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters in Mitteleuropa. – In: LIEDTKE, H. (Ed.): Eiszeitforschung. – S. 130-140; Darmstadt (Wissenschaftl. Buchges.).  
KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. – 200 S., Taf. 1-2 als Beil.; Krefeld (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen). [Literaturstand hierin bis 1989].  
SCHIRMER, W. (Ed.) (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 295 S.; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- 31 nachträglich kolorierte Abbildung aus: SCHIRMER, W. (1988): Erdgeschichtlicher Werdegang der Düsseldorfer Landschaft. – In: WEIDENHAUPT, H. (Hrsg.): Düsseldorf. Geschichte von den Ursprüngen bis ins 20. Jahrhundert, 1, 1. Aufl.: 47-78; Düsseldorf (Schwann/Patmos). – [2. unveränderte Aufl., 1990]: S. 57.
- 32 Abbildung nachträglich koloriert aus: ILLIES, J. H. & BAUMANN H. (1982): Crustal dynamics and morphodynamics of the Western European Rift System. – Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd., 42: 135-165; Berlin, Stuttgart: S. 137.
- 33 nach BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter geowiss. Arb., D 1: 295 S., Abb. 50 als Beil.; Frankfurt a. M.; BOENIGK & HOSELMANN, s. Anm. 18, MORDZIOL (1908), s. Anm. 1 und SCHIRMER (1990, s. Anm. 30, und unveröff.).
- 34 nachträglich kolorierte Abbildung aus: BERG, M. W. van den & BEETS, D. J. (1986): Saalian glacial deposits and morphology in The Netherlands. – In: MEER, J. J. M. van der (ed.): Tills and Glaciotectonics: 235-251, 1 enclosure; Rotterdam, Brookfield (Balkema): S. 238.
- 35 Die Einstufung der Hauptterrassen erfolgt in dieser Tabelle etwas jünger als in SCHIRMER 1990: 13, s. Anm. 2. Dort wurde den Ergebnissen der Kölner Schule gefolgt, z.B. BRUNNACKER, K. 1980: Tagung der Deutschen Quartärvereinigung Aachen 1980, Exkursion I, Mittel- und Niederrhein, S. 18. Hier erfolgt sie nach ZAGWIJN, W. H. (1986): The Pleistocene of the Netherlands with special reference to glaciation and terrace formation. – Quat. Sc. Rev., 5: 341-345; Oxford: S. 343.