

Das Landschaftsbild unserer Heimat und sein geologischer Aufbau*)

von

Prof. K. Geissinger.

Einen grossen Teil des in den letzten Jahrzehnten sich stetig mehrenden naturwissenschaftlichen Interesses lenkt die verhältnismässig jüngste unter den Naturwissenschaften, die Geologie, auf sich. Die Beschäftigung mit ihr ist jedoch vielen verwehrt; denn zunächst kann Geologie nicht im Hause, über den Büchern, studiert werden und dann vor allem fehlen die mineralogischen, chemischen und anderen naturwissenschaftlichen Vorkenntnisse. Aber man kann geologische Tatsachen vernehmen und begreifen, ohne selbst imstande zu sein, sie nachzuprüfen. Man glaubt ja auch geschichtliche Tatsachen, ohne selbst Quellenstudien vorzunehmen. Es scheint mir möglich, den begreiflichen Wunsch nach dem Verständnis des Landschaftsbildes der Heimat und seiner Entstehung in bescheidenen Grenzen zu erfüllen, ohne hinauszuführen mit Hammer und sonstigem geologischen Rüstzeug zum Studium der Dokumente, die im Steinkleid der Erde für den Kundigen niedergelegt sind.

Der Mannheimer sieht bei hellem Wetter von den Dämmen seiner Flüsse, von freigelegenen Häusern aus drüben an der Bergstrasse den steilen Gebirgsrand mit seinen mannigfaltigen Formen vom Melibokus bis nach Wiesloch und jenseits des Rheins die Berge vom Donnersberg im Norden bis zum Wasgau im Süden; er lässt die Blicke schweifen über die — scheinbar —

*) Dieser Aufsatz, ursprünglich ein in etwas veränderter Form im Verein für Naturkunde gehaltener Vortrag des Verfassers, findet auf Ansuchen des Vereinsvorstandes hier Veröffentlichung.

meeresgleiche Ebene, er fragt sich vielleicht manchmal über die Ursachen der sich bietenden Gegensätze, ohne sich befriedigende Auskunft geben zu können. Diesem Bedürfnis will der vorliegende Aufsatz abzuhelpfen versuchen, ohne mehr als die allerlandläufigsten Vorbegriffe vorauszusetzen. Dabei ergibt sich schon aus seinem Umfang, dass sowohl auf Vollständigkeit als auf Gleichmässigkeit der Behandlung verzichtet werden muss. Einige Kapitel werden eingehender behandelt, andere nur gestreift.

Um die jetzige Gestalt einer Landschaft zu verstehen, muss der „geologische Aufbau“ der Gegend betrachtet werden; wir müssen in die Tiefe dringen, um die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der Schichten und der nicht geschichteten Teile des Untergrundes zu untersuchen. Dabei bleibt manches in Dunkel gehüllt, selbst für den Fachmann, der die von Vorgängen längst vergangener Epochen der Erdgeschichte hinterlassenen Spuren zu deuten versteht. Denn verhältnismässig selten und wenig tief sind die Einblicke, die dem Menschen in das Innere der Erde zu tun gestattet sind, und manche der Zeichen sind verwischt oder nicht eindeutig.

Es ist klar, dass man das Landschaftsbild der Mannheimer Gegend nicht begreifen kann, ohne die Rheinebene als Ganzes einer Betrachtung zu unterziehen und diese wiederum kann, so scharf sie sich auch abhebt von den umgebenden Bergländern, nur im Zusammenhang mit diesen betrachtet werden. Es ist eine auffällige Erscheinung: Mitten in dem vielgestaltigen Bergland Südwestdeutschlands eine Ebene; zwischen Hochländern ein Tiefland von 280 km Länge und durchschnittlich 28 km Breite, durchflossen vom Rhein; eine Tiefebene von durchschnittlich 150 m Höhe ü. d. M., während die rings umgebenden Gebirge bis auf fast 1500 m Höhe ansteigen. Das ist in der Tat eine Erscheinung, auffällig genug, um nach ihrer Ursache zu fragen. Nun — auch sonst fliessen die Flüsse zwischen Bergen, ihr Tal ist die Rinne, die sie aus kleinen Anfängen tief und tiefer graben, die sie „erodieren“. Weitaus die meisten Täler sind Schöpfungen ihrer Flüsse. Also wird sich vermutlich auch der Rhein sein Tal erodiert haben. Man spricht auch oft genug von dem zwischen Basel und Mainz

sich weit und fruchtbar dehnenden „Rheintal“. Verknüpft man mit diesem Ausdruck die Vorstellung der vornehmlichen Mitwirkung des Rheines bei der Entstehung der von ihm durchflossenen Terrain-Mulde, so ist der Ausdruck falsch. Denn sollte der Rhein, der von Bingen abwärts die durch ihre landschaftliche Schönheit so bekannte, tiefe, aber nur schmale Rinne sich ausgraben konnte, — sollte derselbe Fluss, hier zwischen Schwarzwald und Vogesen, zwischen Odenwald und Hardt eine Rinne bis zu 40 km Breite auszugraben vermocht haben? Das bringt kein Fluss fertig; auf der ganzen Erde wäre kein zweites Beispiel dafür. Das oberrheinische Becken ist also nicht eine durch Auswaschung bewirkte Schöpfung des Rheins, dieser ist vielmehr bestrebt, es auszufüllen durch den von ihm herabgebrachten Schutt der Gebirge.

Wie nun ist diese breite „Furche im Antlitz der Erde“ entstanden? Die Beantwortung dieser Frage wird den Hauptteil des vorliegenden Aufsatzes abgeben müssen. Aber bevor wir an sie selbst herantreten, müssen wir weit ausholen und zurückgreifen in Zeiten, die unermesslich lange vor der Entstehung der Rheinebene liegen.

Zunächst muss vorausgesetzt werden, dass der Leser den Glauben an die Starrheit der „Erd feste“ abgetan hat. Die Erdkruste, für den naiven Menschen das Sinnbild des Festen, ist nicht fest. Immer ist sie in Bewegung; diese ist meist so langsam, dass der Mensch mit seinem winzigen Zeitmasstab nichts davon merkt, selten (zum Glück für uns Menschen) katastrophenartig plötzlich. „Wären wir so langlebige Geschöpfe, dass ein Jahrtausend uns gleichbedeutend wäre mit einer Sekunde unseres menschlichen Lebens, so würden wir unsere feste Erdoberfläche in beständiger Bewegung begriffen sehen, wie ein wogendes Meer“. Den ungeheuren Kräften gegenüber, die diese Bewegungen hervorrufen, verhalten sich die festesten Gesteine wie plastische Massen; sie brauchen nur Zeit für ihre Bewegungen. Durch dieses Auf- und Abwogen werden uns die in Gesteinsschichten zu beobachtenden Biegungen und Faltungen verständlich, wird uns begreiflich, dass Gesteine, deren Entstehung aus Sinkstoffen am Grunde eines Meeres durch den Einschluss versteinerter Meerestiere

ohne Zweifel ist, sogenannte Sedimentgesteine, sich auf den Gipfeln hoher Berge finden können. Es ist auch verständlich, dass unter so gewaltigen Druckkräften Zerreissungen vorkommen können, dass sich an Rissen, Spalten, die den Gewölbebau der Erdrinde durchsetzen, einzelne Parteen, Schollen, nach oben oder unten verschieben, dass durch solche Spalten und besonders an ihren Schnittpunkten Gesteinsmassen in geschmolzenem Zustand aus den heissen Tiefen heraufgepresst werden, dass also Vulkane und Vulkanreihen entstehen, deren Lavamaterial auf der Erdoberfläche erstarrt und vulkanische Erstarrungsgesteine liefert, wie Porphyre und Basalte, während andre Massen, ohne die Oberfläche erreicht zu haben, noch in der Tiefe erstarren, wie die Granite, Diorite u. a. m. Weniger verständlich ist der Ursprung jener Druckkräfte: wir lassen es hier dahingestellt, ob sie zurückzuführen sind auf die Wärmeausstrahlung und Volumabnahme der Erde und dadurch bedingte Schrumpfung ihrer Rinde oder auf andre physikalische oder chemische Vorgänge im Erdinnern. — An den Stellen der Oberfläche, die bei den Bewegungen der Erdkräfte jeweils die tiefsten sind, sammeln sich die Ozeane. Und hebt sich diese Stelle, so fliesst der Ozean ab nach Orten, die sich mittlerweile gesenkt haben. Die Absatzprodukte der Meere, ihre Sedimente, Schicht auf Schicht, werden zu Gestein und können Millionen von Jahren nach ihrer Entstehung in versteinerten Lebewesen die Zeugen des einstigen Meeres enthüllen.

Aus der der menschlichen Forschung zugänglichen ältesten geologischen Geschichte des südwestdeutschen Gebiets sei hervorgehoben:

Auch über unser Gebiet ergossen sich wiederholt die Gewässer ausgedehnter Meere, die, kein Mensch weiss wie lange, bestanden und wieder abflossen, während sich der Meeresboden langsam heraushob, um sich später wieder ebenso langsam zu senken. Die älteste für das südwestliche Deutschland nachweisbare Meeresbedeckung ist die der Devonzeit. *)

*) Aufgrund der Tatsache, dass die in den Gesteinsablagerungen erhaltenen Tier- und Pflanzentypen eine fortschreitende Aenderung von

Auf jenes (devonische) Meer folgte für Südwestdeutschland eine sehr lange Unterbrechung, also Trockenzeit. Dann aber war unsre weitere Heimat wieder von Meeren bedeckt während eines Teils der Dyaszeit, ferner der Trias- und der Jurazeit. Ueber die aus all diesen Meeren und aus den dazwischen liegenden Festlandsperioden hinterlassenen Zeugnisse, über die lange, wechselvolle Geschichte unsres heimatlichen Bodens von der Zeit an, aus der die ältesten Spuren geologischen Geschehens

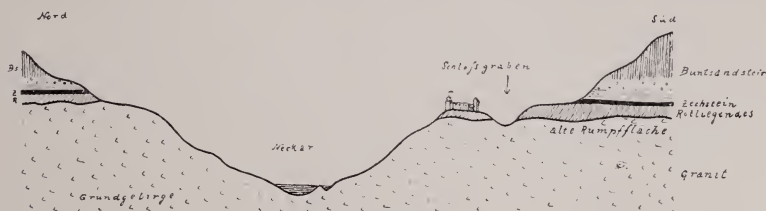
Fauna und Flora und allmähliche Annäherung an Tier- und Pflanzenwelt der Jetztzeit erkennen lassen, war es möglich, die Erdgeschichte in Perioden einzuteilen. Die Bildungen der einzelnen Perioden heissen Formationen; die Formationen werden zu Formationsgruppen, die Perioden zu Zeitaltern zusammengefasst. Die Zugehörigkeit einer bestimmten Gesteinsschicht zu einer bestimmten Formation wird erkannt entweder an ihrem Verband mit andern Formationen, (bei ungestörter Lagerung ist eine Schicht jünger als die unter ihr liegende, älter als die über ihr liegende) oder an ihrer Gesteinsbeschaffenheit besonders aber an den in ihr enthaltenen Versteinerungen. Es folgen hier die Bezeichnungen der Formationen, wobei diejenigen, die innerhalb eines Umkreises von 50 km von Mannheim oberflächlich vorkommen, durch **fetteren** Druck hervorgehoben:

I. Azoisches Zeitalter (geol. Urzeit).		
II. Paläozoisches Zeitalter (geol. Altertum)	a) Kambrische Formation	
	b) Silurische	„
	c) Devonische	„
	d) Carbonische	„
	e) Permische (Dyas-)	„ { Rotliegendes Zechstein
III. Mesozoisches Zeitalter (geol. Mittelalter)	a) Trias-Formation	{ Buntsandstein Muschelkalk Keuper
	b) Jura-	„ { Lias Dogger Malm
	c) Kreide-	„
IV. Neozoisches Zeitalter (geol. Neuzeit)	a) Tertiär-Formation	{ Eocän Oligocän Miocän Pliocän
	b) Quartär-	„ { Diluvium Alluvium

auf uns gelangt sind, bis zum Ende des geologischen Mittelalters möge nur ein kurzer Ueberblick gegeben werden.

Die Geologie berichtet uns, dass mit Ablauf der Devonzeit der Boden jenes erwähnten Meeres sich heraushob und in der Carbonzeit zu einem mächtigen Faltengebirge mit von S.W. nach N.O. streichendem Faltenwurf zusammengeschoben wurde, das von dem französischen Zentralplateau durch das mittlere Deutschland bis zu den Karpathen reichte; in die Falten dieses Gebirges drangen von unten her bedeutende Massen von Granit und andern Tiefengesteinen ein. Wir wissen nicht wie viel Hunderttausende von Jahren jenes Gebirge bestand, das von Süss (nach einem am Fichtelgebirge heimischen alten Volksstamme der Varisker) als „variskisches Gebirge“ bezeichnet wurde. Wir wissen aber, dass es, wie jedes Gebirge, einer langsamen Zerstörung anheim fiel, dass es allmählich bis auf einen Sockel abgetragen wurde, der teilweise später selbst wieder ins Meer untertauchte. Die in jenes alte variskische Gebirge eingepressten Tiefengesteinsmassen wurden auf grosse Strecken ihrer Decke entblösst: die unebene Oberfläche des Sockels, dieser Gebirgs- und Festlandsrumpf, bildet für die Gebirge unsrer Gegend die Grundlage aller späteren Sedimente. Man unterscheidet bei uns demnach überall: Grundgebirge, d.i. alles, was unterhalb jener Rumpffläche liegt, und Deckgebirge, alles, was auf ihr ruht. Bei Heidelberg können wir diese Rumpffläche selbst beobachten; sie besteht dort und in weitem Umkreise aus Granit, der in unergründliche Tiefen hinabreicht. Geht man auf der Südseite des Heidelberger Schlosses von dem in den Schlosshof führenden Eingang rechts einige Treppenstufen hinunter in den Schlossgraben, so sehen wir rechter Hand eine fast senkrechte Felswand; der unterste Teil besteht aus gerundeten, stark verwitterten Felsen, die sich leicht als Granit erkennen lassen. Darüber ruht ein braunrotes geschichtetes Gestein, bestehend aus feinem und grobem Material verschiedenster Beschaffenheit. Es ist ein sogen. Trümmergestein, das „Rotliegende“. Die Grenzfläche von Granit und Rotliegendem ist ein Teil jener erwähnten Rumpffläche, sie gibt sich deutlich durch eine Fuge in der Felswand zu erkennen. Der Granit gehört zum Grundgebirge, das

darüber lagernde Rotliegende zum Deckgebirge. Könnten wir in jene Fuge eindringen und das Rotliegende samt allem was noch darüber liegt abheben, dann hätten wir jene Rumpffläche bloss gelegt. Nach Süden und Osten hin senkt sie sich allmählich in immer tiefere Niveaus, nach Norden hin steigt sie. Auch auf der nördlichen Neckarseite könnten wir jene Grenzfläche zwischen dem ungeschichteten Granit und den darauf liegenden geschichteten Gesteinsmassen finden (siehe nebenstehende Fig.)



Figur 1

Schematisches Profil quer durch das Neckartal bei Heidelberg etwa $1\frac{1}{3}$ km oberhalb der alten Brücke.

Von Schriesheim aber nordwärts liegt im vorderen Teil des Odenwaldes auf dem Granit heute nichts mehr. Dort liegt also die Rumpffläche selbst bloss und wird bis auf den heutigen Tag durch die verwitternde und abtragende Tätigkeit der Luft und der Gewässer erniedrigt und ausgefurcht.

Steigen wir vom Schlossgraben aus gegen den Königstuhl aufwärts, so finden wir bald an Stelle der grobkörnigen Schichten des Rotliegenden, ein feinsandiges rotes Gestein, den allbekannten „Buntsandstein“, dessen wohlgeschichtete Bänke wir an allen Stellen, wo das Gestein „aufgeschlossen“ ist, bis zum Gipfel des Berges selbst verfolgen können. Wenn wir durch günstige „Aufschlüsse“ genauere Untersuchungen anzustellen imstande sind, finden wir zwischen dem Rotliegenden und dem Sandstein eingeschaltet eine dünne Lage eines grauen dolomitischen Kalksteins, des Zechsteins. Dasselbe Bild zeigt sich im ganzen Odenwald, sofern nicht der Granit selbst die Oberfläche bildet: Auf dem Granit das Rotliegende, darüber der Zechstein, darüber die mächtige Masse des roten Sandsteins. Nur sind die zwischen Granit und Sandstein eingeschobenen Schichten des Rotliegenden und Zechsteins oft sehr unbedeutend, oft fehlen sie ganz. Man gewann durch nähere Untersuchung

den Eindruck, dass die Trümmersmassen des Rotliegenden in Mulden der Rumpffläche zusammengeschwennte Zerstörungsprodukte jenes alten Gebirges sind. Am Oelberg bei Schriesheim und bei Dossenheim finden wir unmittelbar über dem Granit, also im Niveau des Rotliegenden, Porphyrtuff und Porphyr; es sind erstarrte Aschen- und Lavamassen, die Reste gewaltiger vulkanischer Ausbrüche, Zeugen einer ausserordentlich heftigen vulkanischen Tätigkeit, die unsre Gegend in jener längst geschwundenen Dyaszeit erschüttert hat. Auch bei Weinheim sehen wir am Wachenberg, rings von Granit umgeben, solche Porphyrmassen. Während der Schriesheim-Dossenheimer Porphyr eine breite Lavadecke darstellt, ist der Weinheimer die Ausfüllung eines Kraterkanals. Ferner ist der von Mannheim aus bei hellem Wetter sichtbare Donnersberg in der Rheinpfalz Rest einer grossen porphyrischen Lavadecke. Und wir können nicht sagen, ob nicht tief unter den Schuttmassen der Rheinebene an mancher Stelle, vielleicht unter Mannheim selbst, Kraterkanäle und Lavadecken der Dyaszeit begraben liegen.

Auf das Rotliegende folgen die Meeresbildungen der Zechsteinformation. Dass diese bei uns eine geringe Mächtigkeit haben, weist darauf hin, dass die Fluten des Zechsteinmeeres unsre Gegend nur verhältnismässig kurze Zeit bespült haben.

Ueber das Schicksal unsrer Gegend im Anfang des auf die Dyaszeit folgenden geologischen Mittelalters herrscht nicht vollkommene Klarheit. Wir kennen die Buntsandsteinmassen, die den ganzen südlichen und östlichen Odenwald, die fast die ganze Hardt oberflächlich zusammensetzen: sie zeigen sich in unsern heimatlichen Bergen als Schichtenfolge von ca. 500 m Mächtigkeit, wo sie vollständig erhalten sind, und bilden den untersten Teil der mesozoischen Formationsreihe. Ob die Sandmassen, die das Gestein zusammensetzen, eine Küstenbildung, wie etwa der Sand des Wattenmeeres der Nordsee, ob sie in ausgedehnter Wüste mit tropischem Klima angehäuft sind, ist eine Frage, die sich immer mehr in dem Sinne zu entscheiden scheint, dass wir unsre Gegend und Central-europa überhaupt in der Buntsandsteinzeit als Wüste zu denken haben.

Auf dem Buntsandstein liegt als nächstes Schichtenglied der Triasformation der Muschelkalk, der den ausgesprochenen Charakter von Meeresbildungen trägt. Der Reichtum an Muscheln in manchen seiner Schichten hat ihm den Namen verliehen. Es kam in der mittleren Muschelkalkzeit zeitweilig zu Hebungen, Uebersättigung des eintrocknenden Meereswassers mit Salz und infolge dessen zur Bildung von Salzlagern; die Salzlager von Rappennau, Wimpfen, Dürrheim etc. stammen aus jener Zeit.

Die auf den Muschelkalk folgende dritte und letzte Abteilung der Triasformation, der Keuper, ist aus bunten Mergeln und Sandsteinen zusammengesetzt. Die Gesteinsbeschaffenheit und der Versteinerungsbefund lassen darauf schliessen, dass Mitteleuropa damals ein niederes Festland mit zahlreichen flachen Becken, teils süssen, teils brackischen Wassers, mit ausgedehnten sumpfigen Niederungen und träge dahinfließenden Strömen bildete. Gegen Ende der Keuperzeit tritt wieder Sinken des Bodens und Meeresbedeckung ein. Man sieht also während der ganzen Triaszeit einen beständigen Wechsel zwischen festländischen und marinen Bildungen. Dazu gehören keineswegs so grosse Niveauverschiebungen, als man anzunehmen geneigt ist, und vor allem keinerlei gewaltsame Störungen. Kleine Hebungen und Senkungen geben schon gewaltige Aenderungen in der Verteilung von Wasser und Land und infolgedessen auch klimatisch bedeutende Wirkungen. „Durch eine Senkung des Landes um 100 m würde Mannheim zur Seestadt werden. Eine weitere Senkung von 100 m würde nicht nur die Rheinebene bis nach Freiburg überfluten und den Kaiserstuhl zur Insel machen, sondern ganz Europa in einen Archipel von Inseln auflösen. Umgekehrt würde schon eine Hebung des Meeresbodens um 60 m genügen, um England mit dem Festland zu verbinden“.

Die mit dem Ende der Keuperzeit eintretende Senkung umfasst ganz Mitteleuropa, von dem grosse Teile jetzt für lange Zeit in ein Meer untergetaucht sind. Wir sind hiermit eingetreten in die Juraformation; sie ist ausgezeichnet durch eine ungeheure Menge von Versteinerungen, die einen genauen Einblick in die Meeresfauna der Jurazeit zulassen. Die grossen

berühmten Meersaurier (Ichthyosaurus und andere) erleben ihre Blütezeit; der erste Vogel tritt auf, während die Säugetiere noch eine sehr unbedeutende Rolle spielen. In der Nähe Mannheims sind Sedimente der Juraformation nur bei Langenbrücken oberflächlich nachzuweisen, wo sie durch spätere Vorgänge in ein so tiefes Niveau gelangten, dass sie vor der Abtragung bewahrt blieben. Aus der grossen Mächtigkeit, mit denen die Sedimente des Jurameeres an manchen Orten (z. B. in der Rauhen Alb) auftreten, muss geschlossen werden, dass die jurassische Meeresbedeckung Mitteleuropas sehr lange Zeit gewährt hat. In den oberen Schichten des Jura sieht man Korallen und andere Tiere, die nur in geringer Tiefe leben, versteinert in grosser Menge: die letzten Ablagerungen des Jurameeres tragen den Charakter von Küstenbildungen: Zur Zeit ihrer Entstehung ist also das Jurameer in allmählichem Rückzug begriffen nach andern Orten, wo der Boden sich in Senkung befand. Es tritt eine andre Verteilung von Wasser und Land ein: es folgt die „Kreideformation“. Die Erzeugnisse des Meeres der Kreidezeit sind erhalten rings um unser Gebiet, in der Schweiz, im nördlichen Frankreich, in England, in Norddeutschland und in Sachsen (Elbsandsteingebirge). Besonders sind die Kreidefelsen des Nord- und Ostseegebiets bekannt, die, aus jener Zeit stammend, ihr den Namen „Kreidezeit“ gegeben haben. Dagegen findet sich in Südwestdeutschland nirgends eine Spur von Relikten jener Zeit. Der Boden des abfliessenden Jurameeres musste sich also bei uns herausgehoben haben, und scheint nun in der folgenden Zeit eine ziemlich grosse Insel (etwa von der Grösse Grossbritanniens) im Kreidemeer gebildet zu haben.

Also vom Beginn der Kreidezeit an lag unsre weitere Heimat trocken; und sie blieb es bis heute mit Ausnahme einiger Teile, die, wie später behandelt werden wird, in der Tertiärzeit abermals vorübergehend mit Meerwasser überflutet wurden.

Jedenfalls fand während der Kreidezeit eine tiefgehende Abtragung der vorher gebildeten, noch jungen mesozoischen Schichten statt. Von sonstigen Schicksalen unsrer Heimat während jener langen Zeit wissen wir nichts. Dass damals

an der Stelle der jetzigen Rheinebene irgend eine namhafte Einsenkung sich befunden habe, ist durchaus nicht anzunehmen.

Mit Ablauf der Kreidezeit treten wir in die geologische Neuzeit ein und zwar zunächst in die unterste Abteilung der Tertiärformation, das Eocän. Hier scheinen sich die Zustände der Kreideperiode ohne irgend welche erhebliche Störungen fortzusetzen. Nur befinden sich an der Stelle der Rheinebene während des Eocäns einige flache Süßwasserbecken; ein solcher See befand sich, wie wir aus den hinterlassenen Sedimenten schliessen, bei Ubstadt (unweit Bruchsal), bei Buchweiler im Elsass und im Sundgau. Auch im Früholigocän ist ruhige Fortsetzung des bisherigen Zustands anzunehmen.

Dagegen findet sich aus der Mitteloligocänzeit im ganzen Gebiet der jetzigen Rheinebene von Mainz bis Basel mächtige Ablagerungen und zwar Meeresablagerungen. Sie finden sich unmittelbar zugänglich an sehr vielen Stellen an beiden Rändern der Ebene; in der Mitte sind sie fast überall durch die jüngeren Ablagerungen des Diluviums und Alluviums verdeckt; aber sie sind an zahlreichen Stellen erbohrt, und man wird sie überall in der Rheinebene finden, wo man tief genug bohrt. Wenn wir die diluvialen und alluvialen Schuttmassen wegräumen könnten, würden wir überall tertiäre Sedimente antreffen, deren unterste, die mitteloligocänen, sich als ausgesprochene Meeresablagerungen durch die eingeschlossene Tierwelt erweisen. Dagegen sind auf den die Rheinebene umgebenden Gebirgen diese Sedimente nicht vorhanden. Aehnliche Gegensätze ergeben sich auch in anderer Hinsicht: Wir haben in dem gedrängten historischen Ueberblick über das mesozoische Zeitalter gehört von den Sedimenten des Buntsandsteins; wir finden sie im Hardtgebirge, im Odenwald, in den Vogesen und im Schwarzwald. Wir finden sie aber nicht inmitten der Ebene. Haben die Sedimente, die hüben wie drüben hunderte von Metern hoch sich auftürmen, gerade das Gebiet der Rheinebene verschont? Weiter: Sedimente des Muschelkalks, Keupers, Jura liegen auf den Höhen der Randgebirge nicht, dagegen finden sich viele und grosse Schollen solcher Sedimente an den der Ebene zugekehrten Gebirgsrändern in tieferen Niveaus. Woher dieser Gegensatz? Ebenso sind,

wie wir hörten, die tertiären Sedimente nur im Gebiet der Ebene, nicht auf den Gebirgen zu finden. Sehr nahe liegt folgende Antwort auf diese Fragen: „Die Sedimente, die wohl im Gebiet der Ebene, auf den Gebirgshöhen aber nicht vorhanden sind, wurden abgesetzt, als die Senke, die wir Rheinebene nennen, schon vorhanden war: die Gewässer der Muschelkalk-, Keuper-, Jura- und Mitteloligocänzeit konnten dann in diese Mulde eindringen, nicht aber die Höhen ihrer Ränder erreichen.“ Wir kämen somit auf ein Bestehen des Oberrheinischen Beckens mindestens vom Anfang der Muschelkalkzeit an. Damit wäre noch keine Antwort auf die Art der Entstehung dieses Beckens und auf die genauere Zeit gefunden. Vor allem aber würden uns bei dieser Annahme eine Reihe von Erscheinungen unerklärlich bleiben. Erst eine Untersuchung der Frage nach der

Entstehung der Rheinebene

wird uns befriedigenden Aufschluss geben.

Um dieser Frage näher zu treten, denken wir uns an den Fuss der Rauhen Alb nach Schwaben versetzt und von dort nach Westen wandernd. Wir finden dort die Sedimente der Jurazeit und gelangen westwärts in die Keuperformation, dann allmählich ansteigend in die Muschelkalk-, in die Buntsandsteinformation, unter der dann schliesslich das kristalline Grundgebirge, Granit und Gneiss hervortritt und den Gebirgsrand des Schwarzwalds bildet, an den sich plötzlich und unvermittelt tief unten die Ebene anschliesst. Wir sehen also die merkwürdige Tatsache, dass wir aufwärts steigend auf schwach geneigter Fläche in immer ältere, also bei normaler Lagerung tiefere Schichten gelangen. Die gleiche Erfahrung würden wir machen, wenn wir weiter nördlich von Franken her über den Odenwald zur Rheinebene hinwanderten. (Nur stösst in seinem südlichen Teil, in der Gegend des Königstuhls, nicht das Grundgebirge, sondern der darüberliegende Buntsandstein an den Rand der Ebene). Höchst auffällig muss es nun erscheinen, dass wir genau die nämlichen Beobachtungen machen, wenn wir auf der andern Rheinseite von Frankreich her gegen die Vogesen (oder die Hardt) vordringen; auch hier

Ueberquerung der Schichten des Jura, Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein und zum Teil noch des krystallinen Grundgebirgs unter langsamem Ansteigen, bis wir plötzlich im Vogesenkamm den Steilabsturz gegen die Ebene hin wahrnehmen. Dass auf beiden Seiten trotz topographischen Aufwärtsschreitens ein stetiges Eindringen in immer ältere mesozoische und schliesslich paläozoische Gesteinsmassen erfolgt, erklärt sich dadurch, dass die Schichten auf der Westseite des Rheins gegen Westen, auf der Ostseite gegen Osten geneigt sind, und dass diese Neigung der Schichten etwas stärker ist als die Neigung der Oberfläche. Man findet ein Bild der Verhältnisse (der Deutlichkeit halber mit starker Uebertreibung der Höhen und Neigungen) in Fig. 3 (Seite 126). Also wir haben im Bau der Gebirge östlich und westlich der Rheinebene eine auffällige Symmetrie. Die entferntesten Gebirgsglieder auf beiden Seiten gehören der Juraformation an und entsprechen sich demnach; nach dem Rhein hin als Symmetrieachse folgen in gleicher Ordnung die älteren Glieder; jeder auf der einen Seite vorkommenden Formationsstufe entspricht eine gleiche auf der andern Seite. Hier wie dort dieselben Schichten, mit denselben Leitfossilien, folglich zu derselben Zeit entstanden — sollten sie nicht auch in demselben Meeresbecken abgelagert sein? Die Uebereinstimmung der Sedimente hüben und drüben ist so ausserordentlich, nicht nur in der Anordnung, sondern viel mehr noch in der Beschaffenheit und in der beherbergten versteinerten Lebewelt, dass gar keine andere Erklärung möglich ist, als die: Die Gebiete auf beiden Seiten des Rheins sind als ein ehemals einheitliches Ganzes zu betrachten: ihre marinen Sedimente sind in einem und demselben Meeresbecken zur Ablagerung gekommen, sie sind Erzeugnisse zusammenhängender Meeresbedeckung; denn niemals zeigen zwei getrennte Meere durch unermessliche Zeiträume hindurch genau die gleiche Tier- und Pflanzenwelt, die gleichen Schicksale. „Aber es ist doch nicht denkbar, dass auf derjenigen Strecke dieses Meeresbodens, dem die heutige oberrheinische Tiefebene entspricht, keine Sedimente abgesetzt seien. Die einfachste Ueberlegung sagt uns, dass unmöglich auf dem Grunde eines Meeres beiderseits Ablagerungen von fast 1000 m Mächtig-

keit stattfinden konnten, die sich wie zwei Mauern gegenübergestanden hätten mit einer tiefen Kluft zwischen sich. Unwillkürlich sehen wir vor unserem geistigen Auge Odenwald und Schwarzwald sich fortsetzen nach Westen, Hardt und Vogesen nach Osten bis zu gegenseitiger Berührung und erkennen, dass diese einseitigen Gebirge nur die beiden Hälften eines schwach gewölbten Gebirges sind. Aber der Schlussstein fehlt diesem Gewölbe heute, nur die beiden randlichen Gewölbebogen sind vorhanden. Das Gewölbe ist eingestürzt“ (Rosenbusch, Aus der Geologie von Heidelberg).

Eingestürzt, versunken in die Tiefe — das ist die einzige mögliche Antwort auf die Frage nach der Entstehung der Rheinebene. Wir verstehen jetzt, in welchem Sinne der Ausdruck Rheintal für die oberrheinische Tiefebene falsch ist.

Dem Laien will eine solche gewaltige Störung im Gefüge der Erdrinde, der Einbruch einer so grossen Erdscholle, nicht recht gläublich scheinen, denn er hat dergleichen Ereignisse noch nicht erlebt. Unsre heute scheinbar so ruhige Gegend zeigt nichts, wodurch sie sich solcher Vorgänge verdächtig machen könnte. Aber es gibt Gegenden, wo sich Ereignisse dieser Art, wenn auch in kleinerem Stil, unter den Augen der Menschheit vollziehen. Leichter wird die Vorstellung des Vorgangs, wenn man erfährt, dass er sich nicht auf einmal und nicht in einem Stück vollzogen hat, sondern im Laufe vieler Tausende von Jahren, als Resultat einzelner Teilereignisse.

Eine nach unten gerichtete Verschiebung eines Teils der Erdkruste, einer Scholle, zwischen zwei stehen bleibenden Schollen, oder „Horsten“, wird als „Grabenversenkung“ bezeichnet. Die Auffassung der oberrheinischen Tiefebene als Grabenversenkung ist die geläufige, seitdem man ernstlich geologische Fragen behandelt. Schon vor fast 100 Jahren, als die Wissenschaft der Geologie noch in ihren Anfängen stand, erkannten die Verfasser eines geologischen Werkes*) über die Rheinebene: „Das Rheintal von Basel bis Mainz ist so wenig durch eine Auswaschung oder Zerstörung des Gesteins

*) „Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz, nach Beobachtungen entworfen, auf einer Reise i. J. 1823 gesammelt“ von C. v. Oeynhausen, H. v. Dechen und H. v. La Roche.

entstanden, dass im Gegenteil später noch eine Wiederausfüllung stattgefunden hat, wenn nun aber das Rheintal von Basel bis Mainz nicht durch Auswaschung entstanden sein kann, so verdankt dasselbe seine Bildung derselben Ursache, welche Vogesen und Schwarzwald emporhob und ist daher von gleichem Alter wie jene beiden Gebirgszüge“ Diese Auffassung hat sich im allgemeinen durch alle späteren Untersuchungen bestätigt. Dagegen „über die besondere Art und Weise und über die Zeit dieser Entstehung gingen die Meinungen der Gelehrten sehr weit auseinander und richteten sich naturgemäss nach dem jeweiligen Stande der geologischen Wissenschaft“.

Zunächst wäre es falsch, sich die Sachlage so einfach vorzustellen, als wäre die ganze Ebene eine einheitliche, an zwei nord-südlich gerichteten Spalten nach unten gesunkene lang gestreckte Scholle. Nicht etwa eine einzige Verwerfungsspalte haben wir auf beiden Seiten der Ebene, sondern ein kompliziertes Spaltensystem. Im grossen Ganzen gilt heute noch die Auffassung, die der französische Geologe Beaulieu i. J. 1841 in einer schematischen Darstellung zum Ausdruck bringt, welche mit der Fig. 3 (Seite 126) in groben Zügen übereinstimmt.

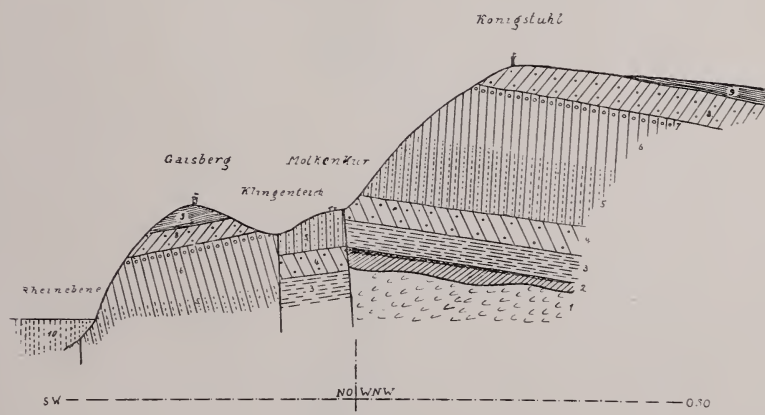
Demnach wäre die Rheinebene das Resultat treppenförmiger Einsenkungen, welche zwischen dem heutigen Schwarzwald-Odenwald einerseits und Vogesen-Hardt andererseits an annähernd nord-südlich gerichteten Spalten stattfanden. Die Schichtentafeln brachen infolge dieser Einsenkungen vielfach entzwei und neigten sich, je nachdem Druck-, Raum- und Widerstandsverhältnisse es ergaben.

Diese treppenförmige Einsenkung an beiden Seiten lässt sich zwar nicht überall, aber an vielen Stellen an beiden Rändern der Rheinebene nachweisen, da ein Teil der Stufen in höherem Niveau stehen blieb und infolgedessen nicht durch die jüngeren Schuttmassen der Rheinebene überdeckt werden konnte.

Es sei eine solche Stelle, die für uns Mannheimer ein besonderes Interesse hat, ausführlicher beschrieben:

Wenn wir vom Bahnhof Heidelberg aus, der Odenwald-Bahnlinie folgend, das Gestein untersuchten bis zum Karlstor, so fänden wir vor der Einfahrt ins erste Tunnel Buntsandstein, und zwar die Schichten des mittleren Buntsandsteins: beim Klingenteich würden wir in eine andre Schicht eintreten, die wir unmittelbar vorher in einer Tiefe von mehr als 100 m hätten suchen müssen. Also hier muss eine Spalte das Gebirge durchsetzen, längs deren der vordere, der Rheinebene näher gelegene Teil abgesunken ist. Weiter gehend treffen wir innerhalb des zweiten Tunnels Granit an und verlassen das Tunnel am Karlstor angesichts einer hohen Granitwand. Wir haben innerhalb des zweiten Tunnels zum zweiten Mal eine und zwar noch grössere Verwerfung überschritten, wir sind, trotzdem die Bahnlinie steigt, aus dem Niveau des Sandsteins in das des Grundgebirges gekommen. Wenn wir nun am Karlstor den Schlossberg hinansteigen, gelangen wir in der Höhe des Schlosses aus Granit in Rotliegendes und Zechstein, dannerst wieder in Buntsandstein; und diejenigen Schichten des Buntsandsteins, die wir bei der ersten Tunneleinfahrt antrafen, finden wir erst in halber Höhe des Königstuhls wieder. Es liegen also hier zwei Störungen des normalen Zusammenhangs vor, Verwerfungsspalten, an denen die Gebirgsteile am Rand der Ebene gegen die weiter von ihr entfernten nach unten verschoben sind; und zwar sind die der Ebene zunächst liegenden am tiefsten abgesunken; also: staffelförmiger Abbruch. Dasselbe könnte man auch durch eine Untersuchung an der Oberfläche des Gebirgs über Gaisberg, Molkenkur, Königstuhl wahrnehmen. Ein in nordöstlicher Richtung von der Ebene durch den Gaisberg gegen die Molkenkur, und von da in ost-süd-östlicher Richtung nach dem Königstuhl senkrecht ins Gebirge ausgeführter Schnitt liesse ungefähr die in Figur 2 (Seite 125) dargestellten Verhältnisse erkennen. — Die Fortsetzung der zwei Verwerfungsspalten können wir auch auf der Nordseite des durch den Neckar erodierten Tales feststellen, die eine den Neckar zwischen den beiden Brücken überquerend und den vom Bismarcktum gekrönten Teil des Berges vom Heiligenberg abschneidend, was sich als Terrasse in den Konturen des Berges, etwa von der Heidelberger Stadthalle aus gesehen, auch äusserlich

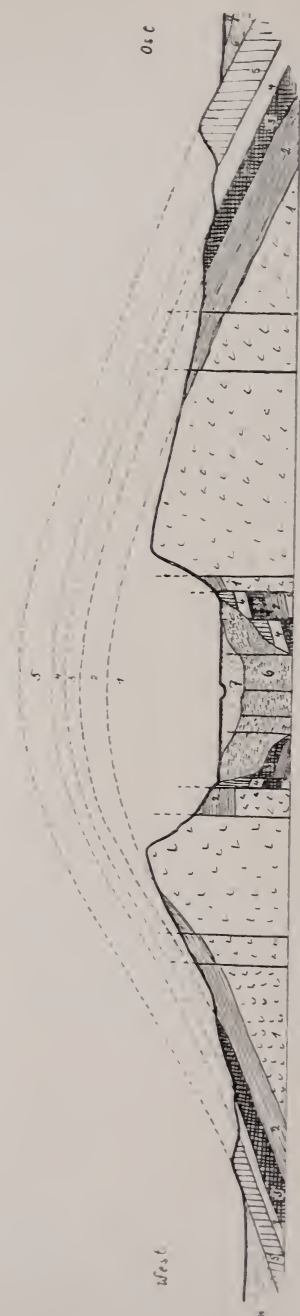
deutlich kundgibt; die andre Spalte überschreitet oberhalb der Brücke im „Hackteufel“ den Neckar und verläuft ungefähr im Tälchen der Hirschgasse auf den Sattel des Zollstocks zu. Wir finden daher östlich der Hirschgasse Granit, westlich in geringer Entfernung unteren und mittleren Buntsandstein in demselben Niveau. — Nach Süden hin laufen beide Spalten in eine zusammen, die wenig oberhalb der Sprunghöhe vorbei verläuft und vor Nussloch den Gebirgsrand erreicht. Die durch sie abgetrennte Scholle, die Gaisbergscholle, ist um etwa 240 m gegen den stehenbleibenden Gebirgstheil verschoben. Sie ist topographisch deutlich ausgeprägt: wenn wir von der Ebene aus in einiger Entfernung das Gebirge vom Königstuhl ab südlich betrachten, (wozu wir von Mannheim nach Heidelberg fahrend bei Station Wieblingen auf der rechten Zugseite gute Gelegenheit haben), so erkennen wir ausser der oberen Konturlinie Königstuhl—3 Eichen unterhalb eine zweite und parallele fast vom Gaisberg über Bierhelderhof zum Gossenbrunnen hin, nur unterbrochen durch eingerissene Wasserläufe. Diese untere Linie ist der vordere Rand der nach Süden hin sich verschmälernden und auskeilenden Gaisbergscholle.



Figur 2

Schematisches Profil durch Gaisberg und Königstuhl bei Heidelberg.

[1. Grundgebirge, also hier Granit. 2.—9. Schichten des Deckgebirges, und zwar 2. Rotliegendes und Zechstein. 3. unterer Buntsandstein. 4.—8. mittlerer Buntsandstein (4. unterer Geröllhorizont. 5. Pseudomorphosensandstein. 6. Hauptbuntsandstein. 7. Kugelhorizont 8. oberer Geröllhorizont.) 9. oberer Buntsandstein. 10. Quartäre Ablagerungen in der Rheinebene.]



Figur 3

Schematisches Querprofil durch die Rheinebene und ihre Randgebirge in ungefähr 15facher Uebershöhung.
 1. Grundgebirge, 2-5. Mesozoisches Deckgebirge, (2. Buntsandstein, 3. Muschelkalk, 4. Keuper, 5. Jura.) 6. Tertiär, 7. Quartär.

Den staffelförmigen Abbruch haben wir uns unter der Rheinebene fortgesetzt zu denken; der auffälligste der durch den Abbruch entstandenen Absätze ist der Rand der Ebene selbst; wie hoch hier der Abbruch ist, in welcher Tiefe die Buntsandsteinschichten, die den Rand der Ebene erreichen, sich unterhalb der Ebene fortsetzen, die „Sprunghöhe“ der Hauptverwerfung, wissen wir nicht.

Das eine Beispiel wahrnehmbaren staffelförmigen Abbruchs aus unsrer nächsten Umgebung liesse sich durch zahlreiche weit grossartigere und deutlichere vermehren. Wir sehen also: Das riesenhafte Senkungsfeld der Oberrheinebene ist nicht eine einheitlich versunkene Platte, sondern ein Bruchfeld mit starker Zerstückelung der Schollen. Die Schollen sind an verschiedenen Orten verschieden tief abgesunken, einzelne Schollen sind in höherem Niveau stecken geblieben. Wenn wir uns die verhüllenden jüngeren Sedimente weggeräumt dächten und wir betrachteten das ganze Bild von oben herab in einem 10 000fach verkleinerten Modell, so dass wir es leicht übersehen könnten, so hätten wir ein ziemlich unregelmässiges Trümmerfeld. Lepsius vergleicht es mit einem zugefrorenen Graben, dem das Wasser unter der Eisdecke entzogen wird, so dass die Decke zerbricht und die Schollen in bunter Unregelmässigkeit den Boden bedecken. Heute ist der grösste Teil der Trümmer verdeckt, die Schroffheit der Formen, auch an den Rändern des Trümmerfelds ausgeglichen durch die Tätigkeit der Atmosphärilien, durch Wind, Wasser, Vegetation. Die jetzigen Oberflächenformen haben die Randgebirge einem fortgesetzten Abwitterungs-, Abspülungs- und Ausfurchungsprozess zu verdanken.

Trotz der Verluste, welche die Randgebirge durch die Abtragung erlitten haben, (auf das Mass der Abtragung werden wir zurückkommen) hat man noch jetzt bei einer Umschau von einem höheren Gipfel (besonders des hinteren Odenwalds) den Eindruck, dass einst alles eine gleichmässige Hochebene war, mit steilem Rand nur gegen die Rheinebene; dieser ursprünglich einheitliche Block wurde durch die einschneidende Wirkung der Gewässer zersägt, die Täler wurden ausgefurcht und damit die Berge herausmodelliert. Erst das Wasser und fast nur das Wasser hat den beim Einbruch stehen gebliebenen randlichen

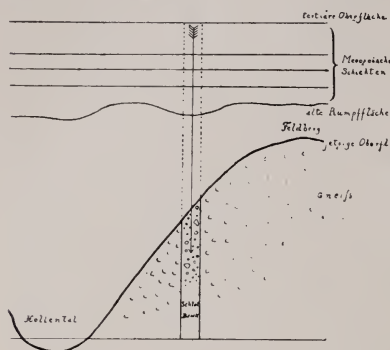
Schollen, die ursprünglich Plateaus darstellten, das Aussehen gegeben, das sie jetzt haben.

In welche Zeit ist nun der Einbruch des Rheintalgrabens, oder der Beginn des Einbruchs zu verlegen? So einig die Geologen von jeher über die Frage der Entstehung der Rheinebene im allgemeinen waren, so wenig waren sie es in der Frage nach der Entstehungszeit bis vor etwa 25 Jahren. Die einen sagten: In der Zeit zwischen der Ablagerung des mittleren und oberen Buntsandsteins vollzog sich längs zweier nordsüdlich gerichteten Hauptspalten eine Hebung, das Zwischenstück blieb liegen, die Meere des mittleren und späteren Mesozoikums und des Tertiärs fanden also eine Furche vor, in die sie sich ergossen, und liessen die Höhen unsrer Gebirge als Inseln frei. Nur so schien es erklärlich, dass auf den Höhen der Gebirge die mesozoischen Sedimente vom oberen Buntsandstein ab fehlen, während sie sich in tieferen Niveaus rings um die Gebirge herum finden, also an den der Rheinebene abgekehrten tieferen Gebirgsstufen, ferner in der Zaberner und Kraichgauer Mulde und in der Rheinebene selbst, bald in grosser oberflächlicher Ausdehnung, bald in kleineren Tafeln. Dieser Ansicht stand schroff eine andere gegenüber, die den Beginn der Bewegungen, welche die ober-rheinische Mulde bildeten, viel später, in der Tertiärzeit, annahm. Dafür sprachen viel positive Anzeichen: dagegen sprach vor allem ein negativer Grund: Wenn die Verwerfung in der Tertiärzeit stattgefunden hat, so mussten die Reste von Muschelkalk, Keuper, Jura, die sich in der Ebene fanden, ja auch mit verworfen sein, also vor der Verwerfung in viel grösserer Höhe gelegen haben; wenn sie aber in solcher Höhe abgelagert sein konnten, so mussten die ablagernden Meere alle Randgebirge überflutet haben, d. h. alle mesozoischen Sedimente, die wir im östlichen Frankreich und in Schwaben-Franken haben, müssten auf unseren jetzigen Gebirgen obenauf gelegen sein; wo aber sind sie hingekommen, da sie doch heute fehlen? Die Antwort konnte nur lauten: Abgetragen, zerstört, durch „Denudation“ entfernt. Das aber ging den Gegnern der tertiären Entstehung des Rheintalgrabens „über das Mass des Erlaubten, d. h. über das Mass dessen, was man der Denudationstätigkeit des Wassers

zutrauen darf, weit hinaus.“ So drückt sich noch 1886 ein verdienstvoller Mannheimer Geologe, der ehemalige Direktor Vogelgesang vom hiesigen Realgymnasium in seiner „Gäa von Mannheim“ aus. Er und die mit ihm gleicher Ansicht waren, konnten nicht daran glauben, dass ein Schichtenkomplex von Hunderten von Meter Mächtigkeit auf der Höhe unsrer Gebirge spurlos verschwunden sei. Seitdem hat sich die Meinung über die Grösse der Wirkung des Wassers angesichts der jeder Zahlenangabe spottenden Zeiträume, mit denen die Geologie rechnet, wesentlich verändert. Zur endgültigen Entscheidung über die lange schwebende Streitfrage, ob in die Buntsandsteinzeit oder in die Tertiärzeit die Entstehung der oberrheinischen Mulde zu verlegen sei, trug besonders ein bedeutungsvoller Fund bei:

Wenn man vom Gasthaus „zur alten Post“ im Höllental die südliche steile Bergwand gegen den Feldberg hinaufsteigt, findet man unweit des Dorfes Alpersbach mitten im Gneiss eine höchst eigentümliche Gesteinsanhäufung, die zufällig beim Bau der Höllentalbahn die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt hatte. Ringsum weit und breit ist nichts anderes zu finden, als die Masse des Grundgebirgs, Gneiss und allenfalls Granit, keinerlei mesozoische Sedimente. Das erwähnte Konglomerat, oder richtiger die Breccie, besteht dagegen (ausser aus Stücken des in unmittelbarer Umgebung sich findenden Gesteins) aus Bruchstücken aller mesozoischen Sedimente vom Buntsandstein an bis zum oberen Jura — durch Gesteinsbeschaffenheit und Versteinerungen ihrer Zugehörigkeit nach leicht bestimmbar — „die reinste Musterkarte mesozoischer Gesteinsstücke“. Wie kommt diese ungeschichtete, vollkommen regellose Anhäufung aus Bruchstücken von Sedimenten, wie sie sich auf 18 km im Umkreis nirgends und vor allem nirgends auf einem Fleck vereinigt finden, hierher? Durch Wassertransport konnten sie nicht hierher gelangt sein, denn die Stücke weisen nicht die Rundung von im Wasser transportierten Geröllen auf; ausserdem liegen die nächsten mindestens 18 km entfernten Stellen, wo mesozoisches Gestein sich findet, 500 und mehr Meter tiefer. Man trieb einen Stollen an der rätselhaften Stelle, die sofort das Interesse der Geologen in hohem Grade erweckte, ein. Die nähere Untersuchung ergab, dass man

es mit einer sogen. „Explosionsröhre“, einem „Basaltschlot“ zu tun hat; (Siehe nebenstehende Figur.) das Zwischenmittel



Figur 4

Schematische Darstellung der Explosionsröhre von Alpersbach.

(Der Pfeil deutet an, wie Teile der jetzt verschwundenen Sedimentdecke an die heute durch Erosion freigelegte Stelle gelangt sind.)

der Bruckstücke erschien als Basalt in völlig zersetztem Zustand. Die Alpersbacher Röhre ist einer von den in der mittleren Tertiär - (Miocän-)zeit ausserordentlich häufig in Südwestdeutschland entstandenen „Vulkanembryonen“; das sind Erzeugnisse einmaliger plötzlicher und gewaltiger Explosionen, hervorgerufen durch Gasentwicklung in der heissen Tiefe, wobei die Erdkruste wie ein Brett von der Kugel eines Schusses durchlöchert wird; die zertrümmerten Gesteinsschichten

werden in die Höhe geblasen, füllen aber beim Herunterfallen die Röhre selbst zum Teil wieder aus, und die Bruchstücke, von dem nachdrängenden Basalt eingehüllt, werden zu einer Breccie verfestigt. (Die Eifel ist reich an solchen Basaltschloten, Teile der Rauen Alb und das Nördlinger Ries sind geradezu wie ein Sieb von derartigen Schloten durchlöchert). Die Wichtigkeit des Alpersbacher Vorkommnisses ergibt sich daraus, dass es mit absoluter Sicherheit beweist, dass über jener Stelle alle Sedimente vom Buntsandstein bis zum oberen Jura vorhanden waren, als die Eruption stattfand; wenn sie aber vorhanden waren und sie sind jetzt spurlos verschwunden (abgesehen von dem Inhalt der Explosionsröhre) so heisst das: seit jener Eruption, also seit der Miocänzeit ist dort der mesozoische Schichtenkomplex bis auf das Grundgebirge (und sicher auch ein Teil des Grundgebirges selbst) abgetragen. Steinmann berechnet die Mächtigkeit des abgetragenen Schichtenkomplexes auf mindestens 750m. — Damit ist nun jedes Bedenken erdrückt, das man gegen eine erst in das Tertiär zu verlegende Einsenkung der Rhein-

ebene lange gehegt hat. Die Alpersbacher Breccie ist somit für die geologische Geschichte der Rheinebene eines der wichtigsten Dokumente. Durch andere Funde ist die Tatsache der einstigen Ueberdeckung unserer Randgebirge durch die mesozoischen Sedimente (ausser Kreide) bestätigt; für das Odenwaldgebiet ist die jurassische Meeresbedeckung erwiesen durch Auffindung von Jurasedimenten in dem Basalt des Katzenbuckels. (Der Gipfel des letzteren ist der bei der Abtragung der Umgebung stehengebliebene Rest der Ausfüllung eines Kraterkanals). — Es ist nunmehr sicher: Das Jurameer (und die früheren mesozoischen Meere) reichte von Frankreich bis über die Rauhe Alb und den fränkischen Jura. Was heute von seinen Sedimenten übrig ist, sind kümmerliche Fetzen einer einst mächtigen zusammenhängenden Decke. Ueberall wo in unserem Gebiet sie nicht zu sehen sind, da sind sie zerstört, ins Meer hinaus transportiert von den Flüssen, oder sie sind verdeckt von jüngeren, später gebildeten Sedimenten. Der Rheintalgraben bestand also beim Ablauf des Jurameeres noch nicht.

Von den beiden sich ehemals gegenüberstehenden Meinungen: Entstehung des oberrheinischen Grabens zur Buntsandsteinzeit oder im Tertiär, ist die erstere heute vollständig abgetan.

Die Verhältnisse während der auf die Juraperiode folgenden Kreidezeit sind schon weiter oben charakterisiert, ebenso die des frühesten Tertiärs. Ferner haben wir vernommen, dass im Eocän nur einige Süßwasserbecken im Gebiet der Rheinebene vorhanden sind, dass aber mitteloligocäne Meeressedimente im ganzen Bereich derselben teils oberflächlich, meist aber unter jungtertiären und quartären Ablagerungen liegen. Die am Rand der Rheinebene zugänglichen oligocänen Sedimente sind vielfach ausgesprochene Küstenkonglomerate; die Ränder sind demnach Küsten des Oligocänmeeres; das Oligocänmeer ist in das Gebiet der Rheinebene eingedrungen: es bleibt also nichts anderes übrig, als anzunehmen, dass vor dem Eindringen dieses Meeres das von ihm überflutete Gebiet sich gesenkt hat: folglich ist vom Mitteloligocän an das Vorhandensein der Bodensenkung, die wir Rheinebene

nennen, vorhanden. Eine schärfere Begrenzung des Anfangs derjenigen Bewegungen, welche die Grundzüge für die heutige Oberflächen-Gestaltung unsrer Gegend vorzeichneten, ist nicht gut durchzuführen. Dass nicht in die Kreide- und Eocänzeit der Einbruch zu verlegen ist, darf man auch daraus schliessen, dass diese Zeiten einer Periode ruhigen Geschehens angehören, während nach ihnen mit dem Oligocän und Miocän eine Periode gewaltiger Umwälzungen anbricht, in denen (nicht nur bei uns) sich in mächtigen Aufpressungen und Zusammenbrüchen die heutigen Kettengebirge, darunter auch die Alpen und die grossen Meeresbecken der Jetztzeit herausbildeten. Die Entstehung der Rheinebene ist ein Teil dieser Vorgänge der Tertiärzeit.

Ebenso falsch wie die Vorstellung der Rheinebene als einer einheitlich versunkenen Scholle wäre die des Vorgangs als einer einzigen plötzlichen Katastrophe; es entzieht sich völlig der Beurteilung auf wie lange Zeit sich der Vorgang der Einsenkung erstreckt hat. Man kann nur vermuten, dass er teils ruckweise unter der Erscheinung heftiger Erdbeben erfolgt ist, meist aber langsam und allmählich. Es sprechen Anzeichen, auf die wir noch zurückkommen, dafür, dass sich die nicht versunkenen Teile des ursprünglich einheitlichen Gebirgskomplexes Schwarzwald-Vogesen und Odenwald-Hardt gleichzeitig gehoben haben. Die eingesunkenen Schollen sanken nicht zu gleicher Zeit und nicht gleich tief hinab. Die Sedimente des jetzt eingedrungenen Oligocänmeeres zeigen eine oft sehr starke Zerstückelung, ebenso die nachfolgenden tertiären und selbst quartären Schichten; daraus müssen wir schliessen auf immerwährende bis in die jüngste Zeit hineinreichende Nachsenkungen. Man bringt damit die zahlreichen Erdbeben im Gebiet der Rheinebene in Zusammenhang. Die Rheinebene gehört zu den „chronischen Schüttergebieten“, wenn auch sehr heftige Erdbeben in die Zeit geschichtlicher Ueberlieferung nicht hinein fallen. Aber die Chroniken berichten von der Zerstörung des Baseler Münsters 1021, von einer teilweisen Zerstörung des im Bau begriffenen Strassburger Münsters 1289, von zahlreichen Erschütterungen in Basel im 14. Jahrhundert. Auch in der neuesten Zeit wissen wir von

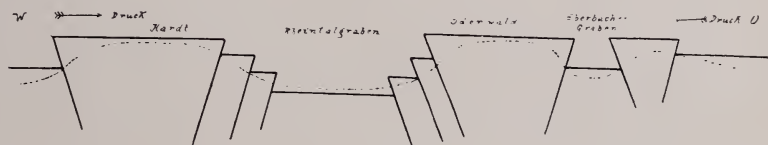
Erdbeben in unsrem Gebiet. 1869/70 war die Gegend von Grossgerau Schauplatz sehr zahlreicher Erschütterungen: allein am 31. Oktober und 1. November 1869 wurden 97 Stösse gezählt. Am Kaiserstuhl fanden 1882—1899 7 Erdbeben statt; und das Erdbeben von Kandel (Rheinpfalz) im Frühjahr 1903 ist dort noch in lebhafter Erinnerung. Diese Erdbeben sind wohl aufzufassen als die Auslösung von Spannungen, verursacht durch Vorgänge im Untergrund, die als Fortsetzung der im Tertiär begonnenen Versenkung erscheinen.

Was das Mass der durch die Verwerfungen entstandenen Verschiebungen betrifft, sei erwähnt, dass sie bei Freiburg mit 1800 m, bei Landau mit 1200 m angegeben wird. Da sich aber die am tiefsten liegenden Schollen der Beobachtung vollständig entziehen, ist der Maximalbetrag der Verschiebungen ein jedenfalls wesentlich grösserer.

Die mechanische Erklärung des Zusammenbruchs eines Stücks von einem Schichtengewölbe ist nicht ohne Schwierigkeit. Sie erfordert entweder die Vorstellung eines Hohlraums, in den die einstürzenden Schollen versinken; doch sind Hohlräume von dieser Grösse, wie sie der Einbruch der Rheinebene erforderte, ganz undenkbar. Oder man muss sich seitlich ausweichende Massen denken, die den einsenkenden Teilen Platz machen. Man könnte in den zahlreichen und zum Teil sehr grossen (Vogelsgebirge, Kaiserstuhl!) vulkanischen Vorgängen, die ungefähr zeitlich mit dem Hauptteil des Einbruchs des Rheintalgrabens zusammenfallen, einen Massenausgleich erblicken. Und zweifellos besteht ein derartiger Zusammenhang. Aber die in den grössten vulkanischen Eruptionen an die Oberfläche geförderten Gesteinsmassen können entfernt nicht den für das Versinken eines Rheintalgrabens nötigen Raum frei machen. Viel leichter ist die Vorstellung, dass dem Einsinken von Schollen die gleichzeitige Hebung benachbarter Schollen entspricht. Die durch das Einsinken auf die Seiten gepressten Massen finden dann Raum unter den gehobenen Teilen. Damit eine solche Hebung möglich ist, müssten die gehobenen Schollen an Spalten emporgleiten, die nach oben auseinander laufen, während die einsinkenden Schollen an nach unten divergierenden Spalten sinken (Fig. 5). Wir müssten

demnach für das den Rheintalgraben begrenzende Spaltensystem Divergenz nach unten annehmen, nicht parallele Spalten (wie in Fig. 3 angenommen), ebensowenig nach unten hin zusammenlaufende Spalten, wie man in schematischen Zeichnungen des Rheintalgrabens öfters sieht. Zu der Annahme nach unten divergierender Rheintalspalten kamen aufgrund theoretischer Reflexionen Andreäe und Salomon (-Heidelberg): letzterer aus Anlass einer Untersuchung über den „Eberbacher Graben“. Bei Eberbach fand man nämlich 1895 bei einer durch den Bau der Neckarbrücke veranlassten Untersuchung des Neckaruntergrundes Muschelkalkschichten in einer Umgebung, die ringsum bis auf Höhen von 400 m und mehr Buntsandstein aufweisen. Die nähere Untersuchung ergab, dass man es mit einer Scholle von etwa $\frac{1}{2}$ km Breite und $2\frac{1}{2}$ km Länge zu tun hat, die um etwa 600—700 m aus ihrer normalen Lage nach unten verschoben sein musste, also mit einer Grabenversenkung, einem Rheintalgraben en miniature, worauf auch zum Teil die dort sich befindende Erweiterung des Neckartals zurückzuführen ist, der die Stadt Eberbach die Möglichkeit ihrer Existenz verdankt. (Eine grössere ähnliche Grabenversenkung findet sich weiter nördlich von dieser Stelle bei Erbach). Da ein Einsinken einer so schmalen Scholle an senkrechten Spalten schwer denkbar, an nach unten zusammenlaufenden Spalten geradezu undenkbar ist, nahm Salomon ein Auseinanderlaufen der Spalten an, also für die eingesunkene Scholle die Gestalt eines nach unten sich verbreiternden, oben abgestumpften Keils. Nun stellte sich in der Tat bald darauf durch Bohrung heraus, dass eine der Randspalten in der von Professor Salomon vermuteten Richtung in die Tiefe geht. — Nun würde aber ein nach unten sich verbreitender Keil beim Einsinken zwischen feststehenden Gebirgstteilen beiderseits klaffende Spalten ergeben,  (wie nebenstehende Figur zeigt) welche allenfalls vulkanischen Massen einen Weg zur Oberfläche öffnen würden. Das ist nun aber beim Eberbacher Graben nicht der Fall, obwohl die Vorbedingungen für das Empordringen von Lava in dieser Gegend vorhanden sind, wie der $4\frac{1}{2}$ km von der Stelle entfernte Katzenbuckelbasalt beweist. (Der Katzenbuckel scheint zum Eberbacher Graben in

einem ähnlichen Verhältnis zu stehen, wie das Vogelsgebirge zur Rheinebene.) Da also klaffende Spalten und vulkanische Ausfüllung an den Seitenflächen des Keils fehlen, müssen die seitlichen Schollen fest gegen die versinkende Scholle gepresst worden sein. Es ist nun ein nahezu selbstverständlicher Schritt, dass man sagt: Dieser seitliche Druck ist die Ursache des Versinkens; durch diesen Druck ist die keilförmige Scholle hinabgepresst worden. Nun ist aber für den Eberbacher Graben (ebenso für andre Odenwälder Grabenversenkungen) ungefähr gleiches Alter mit dem Rheintalgraben anzunehmen, also wohl auch gleiche Ursache. — Man hätte also für den Eberbacher Graben, wie für den Rheintalgraben die Form der „Grabenüberschiebung“ anzunehmen und käme auf die in Fig. 5 schematisch dargestellte Sachlage. (Ueberhängende Horstteile können natürlich nicht bestehen, sondern werden durch Zusammenstürzen und Abrutschen an untergeordneten oder „Nebenspalten“ aufgehoben. Die gestrichelte Linie in Figur 5 gäbe dann das Endresultat der so gedeuteten Vorgänge).



Figur 5.

Schematische Darstellung der Erklärung des Rheintalgrabens als „Grabenüberschiebung“, bewirkt durch seitlichen Druck; die nach oben sich verbreiternden Keile werden durch diesen Druck gehoben, die andern hinabgepresst. (Nach Salomon.)

Salomon stützt diese Annahme noch mit folgenden Erwägungen: Seitlicher Druck innerhalb eines Erdkrustenteils ist gleichbedeutend mit Kräften, die diesen zu verkleinern bestrebt sind. Nun herrscht aber im Alpengebiet zur Zeit der Entstehung des Rheintalgrabens süd-nördlich gerichteter Druck, der zur Aufwölbung der Alpen führt; auf der Südseite der Alpen herrscht Druck in äquatorialer (d. h. ost-westlicher bzw. west-östlicher) Richtung, der den umgebogenen Westflügel der Alpen, die Apenninen und die dinarischen Ketten auffaltet. Also in den Alpen und auf deren Südseite verkleinernde Wirkung — es liegt nun nahe, auch auf der Nord-

seite, auf verkleinernd wirkende, zusammenschiebende Kräfte in äquatorialer Richtung (wie jenseits der Alpen) zu schliessen. Derjenigen Verkleinerung der Erdrindenpartie des Alpengebiets und seiner Umgebung, die in meridionaler Richtung in den Alpen selbst durch Zusammenschieben erreicht wurde, entspräche dann Verkleinerung in äquatorialer Richtung auf deren Süd- und Nordseite und zwar dort durch Faltung der erwähnten nord-südlich gerichteten Gebirgsketten, hier durch Grabenüberschiebungen. Ein Einsinken des Rheintalgrabens an parallel gerichteten oder nach unten zusammenlaufenden Spalten würde dagegen Kräfte voraussetzen, die ein Auseinanderziehen der seitlichen Schollen bewirken, also auf Vergrößerung des nördlich der Alpen liegenden Erdoberflächenteils hinzielen. (Tatsächlich kommen solche tektonische Vorgänge vor, die sich nur auf dehnende Wirkung zurückführen lassen). Aber in den Alpen und auf deren Südseite Verkleinerung und gleichzeitig auf der Nordseite Vergrößerung zu vermuten, fällt offenbar viel schwieriger, als die Annahme verkleinernder Wirkung (durch Schrumpfung?) rings um die Alpen herum.

Lepsius spricht jedoch in bezug auf die Rheinebene (1885) von „klaffenden Spalten, in die die Schollen versanken“. Er sagt ausdrücklich: „Der Rheingraben ist dadurch entstanden, dass das Grundgebirge der Vogesen sich von dem des Schwarzwaldes entfernte“.

Ob diese Auffassung oder die Auffassung der Oberrheinischen Tiefebene als Grabenüberschiebung, entstanden durch seitlichen Druck in äquatorialer Richtung, bei der die Rheinebene nicht eigentlich „versank“, sondern nach unten gepresst wurde, recht behält, wird sich im Laufe der nächsten Jahre wohl aus einer genaueren Untersuchung der Randspalten ergeben. *) Einstweilen erscheint letztere Auffassung befriedigen-

*) Andreae konnte schon 1887 Stellen namhaft machen, wo die Hauptspalten ein Einfallen nach dem Gebirge hin zeigen. Dem gegenüber stehen auch Spalten andrer Richtung, die aber als Nebenspalten zu deuten sind. — Die Frage würde am besten durch Tiefbohrungen an geeigneten Stellen gelöst, die jedoch recht kostspielig sind. Ein Gönner der Wissenschaft, der einen namhaften Betrag für Bohrungen an den Rändern und auch innerhalb der Rheinebene zur Verfügung stellen wollte, könnte der geologischen Erforschung der Heimat einen Dienst leisten, für den ihm auch von seiten der Wissenschaft Dank und Anerkennung sicher wäre.

der und erklärt ungezwungen zugleich diejenige Hebung der Horste (Schwarzwald-Odenwald, Vogesen-Hardt), die man aus verschiedenen Beobachtungen schliessen muss.

* *

Nach dieser theoretischen Auseinandersetzung sei zurückgekehrt zu den Geschicken unsrer Heimat von der Oligocänzeit an.

Die Versenkung der Rheinebene und die Emporpressung ihrer Randgebirge ist nur eine von den vielen gewaltigen Veränderungen und Umwälzungen, die in der Oligocän- und Miocänzeit nicht nur über Europa, sondern auch über andere Erdteile hereinbrachen. So wie damals bei uns die Grundzüge der jetzigen Oberflächengestalt gelegt wurden, so bildeten sich auch ausserhalb unseres Gebietes die grossen Tiefen und die bedeutenden Erhebungen heraus, wie sie jetzt noch bestehen. Gleichwohl war die Verteilung von Wasser und Land, die ja schon durch geringfügige Niveauverschiebungen grosse Veränderungen erfahren kann, wesentlich anders als heute. Norddeutschland, grosse Teile Frankreichs, das Vorland der Alpen waren vom Tertiärmeer überflutet, auch in die eben entstandene Rheintal-senke drang es, wahrscheinlich von Norden und von Süden herein. Die jetzige Rheinebene bildete also damals einen langen schmalen Meeresarm, in welchem marine Sedimente von grosser Mächtigkeit abgesetzt wurden. Solche finden wir z. B. bei Wiesloch in der zwischen die Ausläufer des Odenwalds und die Rheinebene eingeschalteten Terasse in Form grober Gerölle, dann in den grossen Tonlagen, auf denen die Wieslocher Tonindustrie beruht; deren eingebettete Haifischzähne und Haifisch-Wirbel und sonstige Versteinerungen lassen keinen Zweifel über die marine Natur dieser über 200 m mächtigen Ablagerungen aufkommen. Sedimente jenes Meeresarms finden sich ferner bei Grossachsen, Weinheim, Heppenheim; sie finden sich viel verbreiteter am westlichen Rand der Ebene, am Rand der Hardt und in Rheinhessen, bei Forst, Wachenheim, Dürkheim, Weisenheim etc., ganz besonders aber in der Gegend von Alzey. Dort zeigen sich in den Sandgruben vielfach die Spuren der Tätigkeit der Meereswogen in Form von ausgewaschenen und geglätteten

Felsen, Strudellöchern, Wellenfurchen, Löchern und Schalen von Bohrmuscheln: man findet Austernkolonien und eine Fülle sonstiger Reste echter Meerestiere. Dass die oligocänen Sedimente sich in der Mitte der Rheinebene nicht finden lassen, liegt daran, dass sie dort, durch jüngere Sedimente verdeckt, in grosser Tiefe liegen. Sie würden sich durch Bohrung überall feststellen lassen.

Denken wir uns in jene Zeit zurückversetzt auf einen erhöhten Standpunkt etwa an die Stelle des heutigen Königsstuhls, so erblicken wir, da wo heute die fruchtbaren Gefilde der Rheinebene zu uns heraufgrüssen, das wogende und brandende Tertiärmeer. Vielleicht könnten wir von jener Stelle auch Zeuge sein der gewaltigen vulkanischen Vorgänge, die sich damals an die grossen Verwerfungen anschlossen. Wir haben im Steinsberg bei Sinsheim, im Gipfel des schon erwähnten Katzenbuckels, im Pechsteinkopf bei Dürkheim, im Otzberg und Rossberg am Nordrand des Odenwaldes, weiterhin im Kaiserstuhl und Vogelsgebirge Reste einer vulkanischen Tätigkeit, die an jene erinnert, welche einst in der Dyaszeit die Porphyrströme am Odenwald lieferte. Alle die erwähnten meist kegelförmigen Basaltberge sind Reste der Ausfüllung der Kraterkanäle, die sich infolge ihrer grösseren Verwitterungsbeständigkeit über das umgebende Gestein herausheben. Auch die an den Rändern der Rheinebene vorhandenen warmen Quellen von Baden-Baden, Badenweiler, am Hardt- und Taunusrand sind schwache vulkanische Nachwirkungen, Folgenerscheinungen derselben Spalten, an denen die Schollen der Rheinebene hinabsanken.

Nach oben hin ändern allmählich die Sedimente des Tertiärmeeres ihren Charakter. Die Versteinerungen erweisen sich als Reste von Brackwasserbewohnern. Das ist darauf zurückzuführen, dass durch weitere Bodenbewegungen der Zusammenhang des über unserem Graben wogenden Meeresarmes mit dem Nord- und Südtertiärmeer enger und enger und schliesslich ganz unterbrochen wurde; das hierdurch gebildete Binnenmeer wurde durch die sich hinein ergiessenden Flüsse allmählich ausgesüsst; die Geröll- und Schlammassen dieser Flüsse setzten sich auf dem Boden des nunmehrigen Sees ab;

er wird seichter und seichter, der Salzgehalt immer geringer; schliesslich bleibt ein, immer mehr nach dem nördlichen Teil des Rheingrabens sich zusammenziehender Süsswassersee übrig. Die Sedimente des „Mainzer Beckens“ aus der Miocänzeit mit ihrer Unzahl von Versteinerungen sind Süsswassersedimente. Wie viel Tausende von Jahren diese allmählichen Aenderungen beanspruchten, wissen wir nicht. Vermutlich fanden auch Schwankungen statt; dass aber in der Pliocänzeit noch einmal die ganze Rheinebene von Süsswasser bedeckt gewesen ist, wie vielfach angenommen wurde, scheint sehr zweifelhaft. Schliesslich drängten die Schuttmassen der Flüsse den See bis auf kleine Reste zurück. Wann auch diese endgültig verschwanden, ist schwer anzugeben.

Die am Anfang der Tertiärzeit (im Eocän) bestehende Pflanzen- und Tierwelt weist auf ein fast tropisches Klima unsres Gebiets hin. Aber von nun ab fand, wie man aus der Aenderung der Flora und Fauna während der einzelnen Tertiärstufen schliessen kann, eine sehr allmähliche Abkühlung des Klimas statt. Diese dauerte mit gleichzeitiger Zunahme der Niederschläge in der nun folgenden Diluvialzeit fort und führte schliesslich dazu, dass sich Eismassen, ähnlich denen, die sich heute über Grönland ausbreiten, von Skandinavien über die jetzige (damals nicht vorhandene) Ostsee weg bis ins mittlere Deutschland vorschoben. Gleichzeitig dehnten sich die Gletscher der Alpen nach allen Richtungen aus; sie reichten weit ins jetzige Oberbayern hinein und über den Bodensee hinweg. Schwarzwald und Vogesen trugen damals grosse Gletscher. Ob auch Odenwald und Hardt Gletscher hatten, ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen; jedenfalls aber trugen sie während des grössten Teils des Jahres grosse Schneemengen und ihre Flüsse führten gewaltige Wasser- und mit ihnen grosse Geröll- und Schlanmassen der Rheinebene zu. Die Ursachen dieser Klimaänderung sind noch nicht einwandfrei aufgeklärt; den Grad der Temperaturerniedrigung gegen unsre jetzigen Verhältnisse pflegt man jedoch gewöhnlich zu überschätzen. Der bedeutende Eiszeitforscher Brückner hat nachgewiesen, dass die mittlere Jahrestemperatur in jener Eiszeit um nur $3,6^{\circ}$ C geringer war, als heute. Innerhalb der

Diluvialzeit selbst erlitt das Klima beträchtliche Schwankungen, so dass man Vorstösse und Rückzugsphasen der Vergletscherung, oder, wie man sagt, mehrere (4) „Eiszeiten“ und (3) „Zwischeneiszeiten“ unterscheidet. Das Klima der Zwischeneiszeiten zeichnete sich nicht nur durch höhere Temperaturen, sondern noch mehr durch Trockenheit aus. Unser Gebiet nahm dann geradezu Steppencharakter an. Während in den kühlen niederschlagsreichen Eiszeiten Gletscher und Flüsse ungeheure Mengen grober und feinerer Gesteinsmassen in die Rheinebene hinabführten und sie auffüllten, wurden die feinen Gesteinszerreissel, wie sie vor allem die Gletscher geliefert hatten, in den trockenen, warmen Zwischeneiszeiten und nach der letzten Eiszeit ein Spiel der Winde, wurden vom Winde in grossen Flugsanddecken über den Flussablagerungen ausgebreitet oder zu langen Dünenzügen in der Rheinebene aufgetürmt, während das allerfeinste Material weitergeweht, schliesslich im Windschatten der Berge hängen blieb und dort die grossen und durch ihre Fruchtbarkeit wichtigen, später an der Oberfläche verlehmtten Lössdecken bildete. Ueberall treffen wir die Lösswülste an den unteren Hängen unsrer Gebirgsränder an; die durch sie auf die Höhen führenden Hohlwege mit ihren schroffen Wänden sind uns von Schriesheim, Weinheim usw. allgemein vertraut; wer erinnert sich nicht an diesen Wänden die zahlreichen Figuren und Buchstaben gesehen zu haben, „durch welche die jugendlichen Dörfler sich oder wenigstens ihre Namen zu verewigen trachten“.

Die Lössmassen wurden teilweise wieder von den Gewässern der Ebene zugetragen und dort an vielen Stellen ausgebreitet; diese Decken umgelagerten und verlehmtten Lösses zeichnen auch dort sich als treffliche Kulturböden aus.

Den Rhein selbst haben wir bis jetzt nicht erwähnt. Er ist ein verhältnismässig noch junger Fluss. Zwar hatten die Alpen in einem frühen Stadium der Diluvialperiode einen Abfluss, der die Gegend des heutigen Basel berührte; von dort aber wendete sich dieser Fluss durch die „burgundische Pforte“, an Belfort vorbei, zum Doubs, der sich mit der Saone, einem Nebenfluss der Rhone vereinigt. (Wo der Rhein einmal floss, lässt sich leicht und sicher nachweisen an der charakteristischen

Zusammensetzung seiner alpinen Gerölle). Erst später, aber immer noch lange vor der letzten Vereisung, gelang es jenem Fluss, die niedere Wasserscheide zwischen ihm und seinem jetzigen Tal, vielleicht bei Gelegenheit erhöhten Wasserstandes, zu durchbrechen; und seitdem nimmt der Rhein durch die nach ihm benannte Ebene seinen Lauf. Der Höhenunterschied zwischen Rheinebene und rheinischem Schiefergebirge muss damals noch wesentlich geringer gewesen sein; der Rhein hätte sonst nicht den Weg über das rheinische Schiefergebirge hinweg finden können, wo sich hoch über seinem jetzigen Bett (nach Lepsius 150 und mehr Meter über der heutigen Talsohle) Rheinkiese finden. In dem Masse als sich die Rheinebene senkte, (während sich möglicherweise auch das rhein. Schiefergebirge hob), musste sich der Fluss jeweils um den Betrag der Verschiebung in das Gebirge einschneiden, um ein normales Gefälle herzustellen; und so hielt er mit all den Verschiebungen Schritt, das Resultat der Totalverschiebung und Erosion ist sein jetziges Tal vom Binger Loch bis zum Siebengebirge. Von Bingen abwärts ist also sein Tal sein eigenes Werk, wenn er auch auf der Höhe des rheinischen Schiefergebirges die schon vorhandene, aber noch wenig tiefe Rinne eines älteren Flusses benutzt hat. Der Lauf des Rheins durch dieses Gebirge ist also eines der Anzeichen für die nach seinem Eintritt in die Rheinebene erfolgten Nachsenkungen.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse beim Main, bei der Mosel, beim Neckar. Der Neckar kommt aus dem tieferen schwäbischen Becken über den höheren Odenwald in die Rheinebene und schlägt nicht den bequemen Weg durch die Kraichgauer Senke über Langenbrücken ein. Auch das ist nur so erklärlich, dass, als der Fluss schon seinen Lauf (wenigstens im allgemeinen) hatte, das Gebiet seines Oberlaufs sich senkte, oder das Gebiet des Mittellaufs sich hob, oder beides zugleich, während der Neckar dieser allmählichen Niveauverschiebung durch Einschneiden seines Tals in den Odenwald folgen musste. — Bei dieser Gelegenheit sei die berühmte gewordene ehemalige 8-förmige Neckarschlinge (Neckargemünd, Wiesenbach, Mauer, Bammental, Neckargemünd) erwähnt, die der Neckar längst verlassen hat, indem er den

schmalen Hals der Schleife bei Neckargemünd allmählich durchnagte: der eine, östliche Schenkel dieser Schlinge bildet jetzt das Trockental von Wiesenbach, der westliche wird vom unteren Elsenzlauf (Mauer-Neckargemünd) benutzt. An der südöstlichen Umbiegungsstelle bei Mauer liegen die Neckarsande, in denen sich der Unterkiefer des „Homo Heidelbergensis“ fand, ein für die Vorgeschichte des Menschen wichtiges Dokument aus dem frühesten Diluvium.

Nur wenig sei berichtet über die Verlegungen, die innerhalb der Rheinebene der Rhein und seine Zuflüsse während der Diluvial- und noch in der folgenden Alluvialzeit, zuletzt unter Mitwirkung des Menschen erfuhren*). Man kennt einen ehemaligen Rheinbogen aus einem frühen Stadium seiner Existenz, der seine Gewässer am heutigen St. Ilgen und Sandhausen vorüberführte, einen andern, der die Linie Speier—Schifferstadt—Lambsheim—Worms beschreibt. Auch auf der Ostseite des heutigen Mannheims auf der Strecke: östliche Stadterweiterung—Neckarvorstadt sind Sedimente des Rheins im Untergrund nachweisbar. Noch aus historischer Zeit werden Verlegungen berichtet, durch die z. B. Oppau und Edigheim, am Anfang des 9. Jahrhunderts rechtsrheinisch, schon 888 linksrheinisch waren. —

Während der Eiszeiten streuten der Rhein und alle die in die Rheinebene fliessenden Gewässer ihre ungeheueren Geröllmengen, sich gegenseitig den Weg verlegend, über die ganze Ebene. Als der Rhein nach Ablauf der Diluvialzeit weniger grosse Wassermassen führte und er sich tief genug ins rheinische Schiefergebirge eingesägt hatte, war er genötigt, sich in der Rheinebene in seine eigenen Kiesmassen einzuschneiden. Es bildete sich so eine Niederung, die sich in einer Breite von 5—10 km durch steile Ränder, von 5 und mehr Meter Höhe von der übrigen Ebene scharf abgrenzt; innerhalb dieser „Hochgestade“ bildete der Rhein nun seine Schleifen, die sich durch die Form der Hochufer — Ketten sich schneidender Kreisbögen — kennzeichnen, bis schliesslich der Mensch ihn in ein festes Bett zwang. Auf diesen Hochufern, mit Vorliebe auf den

*) Manches hierüber findet der Leser in „Mannheim in Vergangenheit und Gegenwart“ von Prof. Dr. Fr. Walter.

Schnittpunkten der Bögen liegen, vor Hochwasser geschützt, eine Anzahl von Ortschaften: Ketsch, Brühl, Lampertheim — Oggersheim, Maudach, Otterstadt. Südlich und nördlich von Mannheim ist die Hochuferlinie (durch einen ehemaligen Neckararm und den heutigen Neckar) durchbrochen, so dass Mannheim auf einem stehen gebliebenen Stück des Hochgestades steht, das hier dicht an das jetzige Strombett herantritt.

Der Neckar hat in seinem Unterlauf, von der Stelle an, wo er aus dem Gebirge heraustritt, bis zu seiner Mündung wechselvolle Zeiten durchgemacht. Das Hindernis bei seiner Bestimmung, den Rhein zu erreichen, war die zwischen Rhein und Odenwald durch die Stürme der Diluvialzeit aufgehäufte Dünenkette. Wir wissen, dass er zwischen dieser Dünenkette und der Bergstrasse an Weinheim, Bensheim vorbei über Grossgerau bei Trebur den Rhein erreichte, jedoch in einer weit zurückliegenden vorhistorischen Zeit. (Die früher verbreitete Annahme, dass die Römer oder Karl der Grosse ihn über Ladenburg nach Mannheim geleitet hätten, ist sicher falsch.) Ein Arm des Neckars hat schon früh südlich von Mannheim die Dünenkette durchbrochen, ein anderer fand später zwischen Seckenheim-Feudenheim, vielleicht bei Hochwasser den Durchbruch nach der Rheinniederung. Aber den jetzigen Verlauf nahm er noch lange nicht, sondern seine Arme erreichten in grossen gewundenen Schleifen, die sich oft verlegten, den Rhein. Eine solche Schleife ist nahe bei Mannheim leicht an der Oberflächenkonfiguration zu erkennen: sie führt von Feudenheim vorbei in nordwärts gerichtetem Bogen dicht an Wohlgelegen vorüber, zurück bis zur Feudenheimer Eisenbahnbrücke, am Südrand des Rennplatzes hin gegen das Westende des Friedhofs. Erst um 1790 wurde dem Neckar der nächste Weg durch menschlichen Eingriff gezeigt. Jüngere Rheinläufe und Neckarläufe sind noch als Altwässer, als Sumpfböden, oder an der Terrainkonfiguration erkenntlich; auch erinnern Orts- und Flurnamen an sie. Aeltere lassen sich, wenigstens Stücke von solchen, noch an ihren Kiesen und Sanden, die in Gruben, ihrer Herkunft nach gut kenntlich, aufgeschlossen sind, ermitteln. Durch die vielfache Verschiebung der Flussläufe, ist es erklärlich, dass unter Umständen

an derselben Stelle Kiese und Schlicke des Rheins mit denen des Neckars oder irgendwelcher Hardt- und Odenwaldbäche wechsellagernd vorkommen können.*)

Die in die Rheinebene sich ergiessenden Flüsse der Randgebirge luden in der Diluvialzeit besonders an der Stelle des Austritts in die Ebene, wo ihnen eine Rinne nicht mehr genau den Lauf vorschrieb, breite, flache Schuttmassen ab, sogenannte Schuttkegel, die sich an vielen Stellen längs des Gebirgsrandes zu einer mehr oder weniger deutlichen niederen Terasse vereinigen.

Die Basis des Neckarschuttkegels reicht von Rohrbach bis Grosssachsen und seine Ausläufer sind bis nach Schwetzingen und Seckenheim bemerklich. Nach Tieferlegung des Rheinbetts und der Ausbildung der Rheinniederung mussten sich die Flüsse in die eigenen Schuttkegel einschneiden, so z. B. der Neckar zwischen Heidelberg und Wieblingen.

Ueber das Mass der aufschüttenden Tätigkeit der Flüsse geben manche durch die Geröll-, Kies- und Schlickmassen geführten Bohrlöcher Auskunft. Bei Worms hat ein Bohrloch

*) Die Unterscheidung der Ablagerungen des Rheins und des Neckars und der andern Zuflüsse des Rheins ist sehr leicht. Der Rhein führt Material aus Alpen, Schwarzwald und Vogesen; der Neckar aus der Rauhen Alb, dem Schwäbischen Becken und dem Odenwald. Letzterer durchfliesst also besonders Jura- und Keupergestein, Muschelkalk und Buntsandstein. Geschiebe aus Muschelkalk und Sandstein, die er (abgesehen von der kurzen Granitstrecke bei Heidelberg) zuletzt und am längsten durchfliesst, sind in seinen Ablagerungen vorherrschend. Seltener, aber um so bezeichnender sind Geschiebe aus Weissjurakalk, die in dem Geröll des Rheins vollständig fehlen. Dagegen ist letzteres kenntlich durch weisse, graue, braune und besonders dunkelrote, oft mit weissen Adern durchzogene Rollstücke aus Quarz, die in grosser Zahl den im übrigen hauptsächlich aus Graniten, Gneissen und Hornblendegesteinen bestehenden Geröllen beigemischt sind. Kalksteingeschiebe, die der Rhein oberhalb Basel noch häufig führt, sind auf dem langen Transportweg bis in unsre Gegend von den härteren kieseligen Gesteinen zerrieben worden. Zudem sind die Rheingerölle durchschnittlich gerundeter und kleiner als die Neckarschotter; die Grösse der Geschiebe im Rhein erreicht selten Eigrösse, die des Neckars haben häufig 10--15 cm Durchmesser. In den Rheinsedimenten haben Sande den Hauptanteil, in den Neckarablagerungen herrscht ein rascher Wechsel von Sand und groben Geröllmassen — Auf ähnlichen Beobachtungen beruht die Erkennung des Materials anderer Flüsse.

von 200 m Tiefe noch nicht das Tertiär erreicht. Ebenso bei Mannheim ein schon vor einigen Jahrzehnten am Waldhof bei der Spiegelfabrik niedergebrachtes Bohrloch von 175 m Tiefe. Letzteres, dessen Bohrproben eine sorgfältige Untersuchung erfuhren, ergab unter den jüngsten Bildungen eine mächtige Lage Rheinkies und Rheinsand; darunter lagert Neckarkies, darunter Sedimente, die Gewässern der Hardt entstammen, darunter wieder Rheinkies; und zwar liegen unzweifelhafte Rheinkiese noch in 147 m Tiefe, also 55 m unter dem Meerespiegel. Es können nicht Ablagerungen am Grunde eines Sees sein, in den sich der Rhein ergossen hätte; denn es handelt sich um derartige grobe Gerölle, wie sie nie am Grunde eines grossen Sees, sondern nur von dem schnell fliessenden Fluss abgelagert sein können. Als sie abgelagert wurden, war die Rheinebene nicht mehr von einem See bedeckt. Die auffällige Tatsache, dass unter dem Meeresniveau Rhein- und Neckarkiese sich finden, kann nur so gedeutet werden, das seit ihrer Ablagerung der Untergrund Senkungen erfahren hat. Somit bietet dieses Bohrloch einen Beweis für die in diluvialer Zeit fortgesetzten Senkungen des Grabenbodens. — Könnten wir die Bohrung fortsetzen, so würden wir unter den diluvialen Sedimenten schliesslich die Süsswasserabsätze der späteren Tertiärzeit, darunter die brackischen und marinen Ablagerungen des Oligocäns finden. Darunter haben wir die ganze mesozoische Schichtenfolge vom Jura abwärts, durch Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein, vielleicht auch Zechstein und Rotliegendes zu erwarten, darunter erst (in wohl weit mehr als 2000 m Tiefe) die alte Rumpffläche als oberen Abschluss des Grundgebirges, das hier vermutlich wie im Odenwald und Hardt aus Granit mit allenfalls eingelagerten Resten paläozoischer Schiefer besteht.

Es ist eine ungeheuer lange Zeit, die den Untergrund der Scholle, auf der wir wohnen, aufgebaut hat, und wechselvoll waren die Schicksale, die wir an unserem Auge vorüberziehen liessen, um diesen Aufbau zu erfahren.

Was sehen wir nicht alles, rückwärts blickend, sich abspielen an unsrer Stätte! Wir sehen die Meere des geologischen Altertums, das alpenglische Kettengebirge der Steinkohlenzeit, dessen allmähliche Niederlegung bis auf einen welligen Rumpf,

die vulkanischen Erschütterungen der Dyaszeit, die Meeresbedeckungen des geologischen Mittelalters, das Herauswölben des flachen Gebirgsrückens, dessen Zusammenbruch in der Tertiärzeit und schliesslich das letzte Ausmeisseln des Landschaftsbildes während der Schrecken der Eiszeit und im Alluvium bis zur Gegenwart.

Es ist nicht schwer, dieses Bild in seinen groben Zügen zu erklären. Begeben wir uns bei klarem Wetter auf den Wasserturm, so erkennen wir im Osten und Westen die Ränder des Grabens; und fassen wir den Odenwaldrand genauer ins Auge, so sehen wir vom Melibokus an bis nach Schriesheim eine Bergreihe mit mannigfaltigen Formen und recht verschiedener Höhe, Kuppen und Kegel getrennt durch kurze, tief eingeschnittene Talrinnen. Nördlich von Weinheim erscheinen hinter diesen lebhaft individualisierten Bergtypen langgezogene Linien, grössere plateauartige Massen, die noch vor Heidelberg an den Ebenenrand herantreten und, durch das Neckartal unterbrochen, in der geradlinig sanft nach der Kraichgausenke*) einfallenden Linie des Königstuhls endigen. Was sich so von der Ferne schon durch den Wechsel der Konturen anzeigt, ist der Wechsel der Gesteine, die die Oberfläche bilden; es ist die von Dossenheim in nordöstlicher Richtung bis nach Aschaffenburg ziehende Grenze des (nordwestlichen) „krystallinen“ Odenwalds und des (südöstlichen) „Sandsteinodenwalds“. In letzterem bildet Granit, und was sonst unterhalb der oft erwähnten Rumpffläche liegt, den Untergrund, Buntsandstein bildet die Decke. Die mächtigen, wenig geneigten Bänke des Buntsandsteins bedingen die in der südöstlichen Odenwaldhälfte vorherrschende Plateauform; während in der nordwestlichen Hälfte der rundlich und

*) Es ist absichtlich unerwähnt geblieben, dass, zeitlich mit dem Einbruch der Rheinebene ungefähr zusammenfallend, sich Störungen nach den S.W.-N.O. gerichteten („Variskischen“) Strukturlinien vollzogen, welche in der Zaberner und in der Kraichgauer Senke zum Ausdruck kommen. Es scheint bis in die jüngste geolog. Vergangenheit, vielleicht noch jetzt nördlich eines durch die Kraichgausenke bezeichneten Knicks eine Hebung des Gebirgs-, also des Odenwaldrandes sich zu vollziehen; das würde die an den Odenwaldflüssen, auch am Neckar (Hackteufel), vor dem Verlassen des Gebirgs zu beobachtende abnormale Gefällsvermehrung erklären.

unregelmässig abwitternde Granit und verwandte Gesteine die Auflösung des hier bloss gelegten uralten Grundgebirges in ein mannigfaltiges Gewirr von Bergen und Tälern mit sich bringen. Auch in der Bodenkultur macht sich der Unterschied bemerklich. Die Granitberge tragen Aecker und Weinberge hoch hinauf, die Sandsteinrücken sind meist einförmig bewaldet bis an die Talsohle herunter. Noch deutlicher merkt man diese Unterschiede beim Eindringen in das Gebirge. — Eine andre Erscheinung, die auf den Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit zurückzuführen ist, sei erwähnt, weil sie bei dem uns Mannheimern so wohlvertrauten Heidelberg zu beobachten ist. Die Figur Seite 115 zeigt den Talquerschnitt des Neckars ungefähr 300 m oberhalb der alten Brücke. Zwischen den Granitmassen, die auf beiden Seiten den unteren Teil des Berges bilden und den bewaldeten Buntsandsteinhängen der oberen Teile schieben sich schwach geneigte, von Gärten, Wiesen und Feldern oder Gebäuden bestandene Terrassen ein; sie rühren daher, dass sich der Neckar — denn er hat das ganze Tal durch Erosion geschaffen — in dem Granit nur eine schmale Rinne einzuschneiden vermochte, und dass die Buntsandsteinhänge leichter abwittern und abgewaschen werden, als die harten Granitwände. Ferner sehen wir durch die Verwerfungen, wie wir schon (Seite 124 unten u. S. 125) berichteten, das Landschaftsrelief beeinflusst an dem südwestlichen Vorberg des Heiligenbergs mit der Bismarcksäule und der Gaisbergscholle auf der Südseite des Neckars. Ferner ist bei Dossenheim eine deutliche Vorwerfung weithin zu beobachten, schon von der Ebene, bei hellem Wetter von Mannheim aus: Man sieht bei Dossenheim die Porphyrrbrüche in geringer Höhe über der Ebene, dagegen am Oelberg bei Schriesheim in mehr als 150 m Höhe über der Ebene. Der Porphyr, aus dem der obere Teil des Oelbergs besteht, und derjenige der Dossenheimer Brüche gehören demselben ehemaligen Lavastrom an; letztere aber sind ein Teil einer beim Einbruch der Rheinebene um etwa 100 m mit nach unten gerissenen Scholle.

Auch in den dem Granit vorgelagerten, ausgebleichten, gegen die Rheinebene steil gestellten Buntsandsteinresten bei Grosssachsen, Weinheim, Heppenheim (Starkenburg) haben wir

Schollen, die beim Einbruch der Rheinebene in dieses Niveau gelangt und dadurch erhalten geblieben sind, während die Decke, der sie angehörten, längst abgetragen ist.

Im Hardtgebirge sind die Verhältnisse weniger mannigfaltig, weil dort die Buntsandsteindecke noch das ganze Gebirge überlagert. Grossartig ist im südlichen Teil des Pfälzer Waldes, im Wasgau, die zerstörende Wirkung von Wind und Wasser zu beobachten an den wie Zinnen und Scherben in die Luft ragenden, oft burgengekrönten Sandsteinfelsen des Dahner Gebiets, den Resten einer im Verfall begriffenen, einst zusammenhängenden Decke.

So sehen wir überall Zusammenhänge zwischen Gesteinsbeschaffenheit, geologischen Vorgängen und dem heutigen Oberflächenrelief.

* * *

Mit der Heimatskunde beginnt der geographische Unterricht des Kindes; und wer in der Schule oder im Leben etwas von der weiten Welt kennen gelernt hat, wendet gern wieder seine Blicke zurück auf die Heimat, jetzt aber mit andern Augen und als denkender Mensch mit der Frage: „Wie ist das, was ich täglich sehen kann, alles geworden?“ Um so grösser ist die Freude an der Heimat, je mehr er imstande ist, den erdgeschichtlichen Zusammenhang der verschiedenen Teile der heimatlichen Umgebung zu erfassen, die Kräfte, die bei ihrer Gestaltung tätig waren, zu erkennen. Den grössten Genuss hat aber der, der nicht nur hört und glaubt, was die wissenschaftliche Forschung zutage gefördert hat, sondern versucht, durch eigene Studien sich von den Tatsachen zu überzeugen.*)

*) Wer sich durch Selbststudium und durch eigene Beobachtung in der Natur geologische Anfangs-Kenntnisse verschaffen will, dem seien besonders empfohlen: Walter, Vorschule der Geologie und Ruska, Geologische Streifzüge in Heidelbergs Umgebung, ferner die für Studierende aller Fakultäten bestimmte, jedes Sommersemester in Heidelberg gehaltene Vorlesung von Salomon: Einführung in die Geologie von Heidelberg, mit Exkursionen.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahresbericht des Mannheimer Vereins für Naturkunde](#)

Jahr/Year: 1908

Band/Volume: [73-75](#)

Autor(en)/Author(s): Geissinger K.

Artikel/Article: [Das Landschaftsbild unserer Heimat und sein geologischer Aufbau 109-148](#)