

ALLGEMEINE GEOLOGIE

BAU UND GESCHICHTE DER ERDE UND IHRES LEBENS

FÜR DIE

VIII. KLASSE DER GYMNASIEN UND REAL-GYMNASIEN

Vor die Aufgabe gestellt, trotz aller Teuerung die Preise der Schulbücher möglichst niedrig zu halten, hat die Verlagsanstalt eine Anregung aus Lehrerkreisen aufgegriffen, dahingehend, „daß durch das Unterlassen von Farbeindrucken in geographischen Karten und ähnlichen Anschauungsbeihelfen eine (im Interesse des Erarbeitens des Stoffes durch den Schüler sogar wünschenswerte) Verbilligung der Herstellung erreicht werden könnte“.

In vorliegendem Lehrbuch wurden die Karten auf den Seiten 150, 157 und 204 nur in Schwarzdruck ausgeführt; die Abgrenzungen der einzelnen Gebiete sind dort, wo sie natürliche Leitlinien verlassen, durch feine Striche angedeutet. Es soll, unter Anleitung des Lehrers, Arbeit des Schülers sein, den Umfang der einzelnen Zonen durch Farbstifte oder verschieden gelegte Schraffen hervorzuheben.

Den Herren Professoren stehen handaquarellierte Exemplare obiger Karten kostenlos zur Verfügung. Bestellung mit Amtsstempel erbeten.

Die Verlagsanstalt.

Abel, Geologie VIII.

~~VERBODEN TOEGELIJK VERKOPEN DER MIT MINISTERIJDIGHEID VOM 26. JANUAR 1910,
Z. 2102, ALLGEMEIN ZULÄSSIG ERKLÄRTEN 1. AUFLAGE.~~

WIEN 1923

HÖLDER -- PICHLER -- TEMPSKY A. G.

Verlagsnummer 10410.

Alle Rechte, einschließlich des Übersetzungsrechtes, vorbehalten.



• Ideales Landschaftsbild Nordamerikas aus der oberen Jurazeit
mit dem pflanzenfressenden Dinosaurier *Stegosaurus unguilatus* und Beständen von Sagopalmen oder Cycadeen.
Rekonstruiert von Professor Dr. O. Abel 1908.

Einleitung.

Das Bestreben des Menschen, die ihn umgebenden Erscheinungen der toten oder anorganischen und der lebenden oder organischen Natur näher kennen zu lernen und in die sich noch vor seinen Augen abspielenden oder weiter zurückliegenden Vorgänge und Ereignisse auf unserem Erdball einen näheren Einblick zu gewinnen, hat in den letzten hundert Jahren durch die vereinte Kraft einer großen Zahl von Forschern bereits in sehr viele Probleme Klarheit gebracht, wenn wir auch auf viele Fragen noch keine Antwort zu geben imstande sind. Dieser Fortschritt ist nur dadurch möglich geworden, daß eine Arbeitsteilung vorgenommen wurde; es geht heute über die Kraft des Einzelnen, auf allen Wegen der naturwissenschaftlichen Forschung mitzuarbeiten. Diese Teilung der Forschung hat unser Wissen von der Stellung der Erde unter den übrigen Weltkörpern, vom Aufbau und der Zusammensetzung der Erdrinde, der Vorgeschichte der Erde, der Entwicklung der Lebewesen und ihrer Beziehungen zum Menschen in bedeutendem Maße erweitert. Von der größten Bedeutung für den Fortschritt der einzelnen Zweige der naturwissenschaftlichen Forschung war die Erkenntnis des Gesetzes einer allmählichen Entwicklung der Naturkörper, sowohl der anorganischen als der organischen; die bisher erreichten Ergebnisse sind hauptsächlich der Anwendung der historischen oder genetischen Betrachtungsweise zu verdanken. Nur auf diesem Wege ist es möglich, zu einem einheitlichen Weltbilde zu gelangen; die uns umgebende Natur wird erst dann verständlich, wenn wir einen Einblick in ihre Geschichte erhalten.

Die verschiedenen Zweige der Naturwissenschaft, die sich die Erforschung der Erde und ihrer Bewohner zur Aufgabe gestellt haben, sind folgende:

I. Die Lehre von der physischen Beschaffenheit der Erde und ihrer Hüllen: Geographie.

A. Die Lehre von der physischen Beschaffenheit des Erdballes als Weltkörper (**Mathematische Geographie**).

B. Die Lehre von der Lufthülle oder Atmosphäre (**Meteorologie, Klimatologie**).

C. Die Lehre von der Wasserhülle oder Hydrosphäre (**Hydrologie**).

D. Die Lehre von der Oberflächengestalt der Erdrinde (**Geomorphologie**).

E. Die Lehre von der Erde als Wohnplatz des Menschen (**Historische oder Politische Geographie, Anthropogeographie**).

II. Die Lehre vom Baue und der Geschichte der Erde: Geologie.

A. Die Lehre von der genetischen Stellung der Erde unter den Weltkörpern (**Physikalische Geologie**).

- B. Die Lehre von den Mineralien und ihren Erscheinungsformen (**Mineralogie, Kristallographie**).
- C. Die Lehre von den Gesteinen und ihrer Entstehung (**Petrographie**).
- D. Die Lehre vom Aufbaue und der Zerstörung der Erdrinde (**Dynamische Geologie**).
- E. Die Lehre von der zeitlichen Aufeinanderfolge der Gesteine und Gesteinsgruppen (**Stratigraphie**).
- F. Die Lehre von der zeitlichen Aufeinanderfolge der Lebewesen in den verschiedenen Erdzeitaltern (**Biostratigraphie**).
- G. Die Lehre von der geologischen Zusammensetzung der einzelnen Teile der Erdoberfläche (**Topographische Geologie**).

III. Die Lehre von den Lebewesen: Biologie.

Sie zerfällt in zwei Gruppen: die **Lehre von den Tieren = Zoologie**; die **Lehre von den Pflanzen = Botanik**. Beide Wissenschaftszweige zerfallen in folgende Abteilungen:

- A. Die Lehre vom Bau der Lebewesen (**Anatomic**) in Verbindung mit dem Vergleiche des Baues verwandter Formen (**vergleichende Anatomie oder Morphologie**).
- B. Die Lehre von den Funktionen der Organe (**Physiologie**).
- C. Die Lehre von der Entwicklung des einzelnen Individuums (**Embryologie**).
- D. Die Lehre von der Lebensweise (**Ethologie oder Biologie**).
- E. Die Lehre vom Baue und der Lebensweise der fossilen Lebewesen und deren Beziehungen zu den lebenden Formen (**Paläontologie** bzw. **Paläobiologie = Paläozoologie + Paläobotanik**).
- F. Die Lehre von der Verbreitung der Lebewesen (**Biogeographie = Zoogeographie + Phytogeographie**).
- G. Die Lehre von der Verwandtschaft der Lebewesen untereinander und ihrer genetischen Entwicklung (**Phylogenie**).

Die Grenzen zwischen diesen einzelnen Zweigen der Naturwissenschaft sind natürlich keineswegs scharf, überall bestehen Berührungspunkte; die Geologie stützt sich auf die Astronomie, Physik, Chemie, Mineralogie, Petrographie, Geographie, Zoologie und Botanik.

Zwischen diesen Wissenschaften bestehen keine scharfen Grenzen; nur die notwendige Arbeitsteilung hat die Trennung in verschiedene Disziplinen herbeigeführt.

Die Geschichte der Erde wird in folgende Abschnitte geteilt:

- I. Präzoeanische Epoche. { Bildung einer festen Erstarrungskruste aus Massengesteinen auf der Erdoberfläche.
- II. Archäozoische Epoche. { Entstehung der Meere und Entstehung des Lebens.

Formationen:

- | | | |
|---|---|--|
| III. Paläozoische Epoche. | } | 1. Kambrium (nach Cambria = Wales); |
| | | 2. Silur (nach dem keltischen Volksstamme der Silurer in Westengland); |
| | | 3. Devon (nach der Grafschaft Devonshire in Südwestengland); |
| | | 4. Karbon (lat. <i>Carbo</i> = Kohle) oder Steinkohlenformation); |
| | | 5. Perm (nach dem Gouvernement Perm in Rußland); |
| IV. Mesozoische Epoche. | } | 6. Trias (nach der Dreigliederung dieser Formation in Deutschland); |
| | | 7. Jura (nach dem Schweizer Juragebürge); |
| | | 8. Kreide (nach der weißen Schreibkreide); |
| V. Känozoische (oder anthropozoische) Epoche. | } | 9. Tertiär (die Benennung stammt noch aus der Zeit, in welcher man nur eine primäre, sekundäre, tertiäre und quartäre Epoche unterschied); |
| | | 10. Quartär (umfaßt die Eiszeit und die Gegenwart). |

Erster Abschnitt.

Die Erde und ihre Hüllen.

Die Stellung der Erde unter den Weltkörpern.

Der Fixsternhimmel.

Wenn wir in einer klaren Winternacht zum Sternenhimmel emporblicken, der sich über uns zu wölben scheint, so fesseln uns vor allem die vielen hellleuchtenden Sterne, die scheinbar ihren Platz am Firmament im Gegensatz zu den die Sonne umkreisenden Planeten nicht verändern. Wir nennen sie deshalb Fixsterne. Die Bezeichnung ist aber unglücklich gewählt, denn auch die Fixsterne sind in beständiger Bewegung (Fig. 1); für das menschliche Auge scheinen sich freilich auch in Jahrhunderten die Entfernungen der Sterne gleich zu bleiben. Ununterbrochen verändern sich die Distanzen der Fixsterne, und zwar eilen in der Regel die hellleuchtenden Fixsterne langsamer, die schwächer leuchtenden schneller durch den Weltraum.

Auch der uns zunächst liegende Fixstern, die Sonne, eilt samt ihrem Gefolge von Planeten mit einer Geschwindigkeit von ungefähr 20 *km* in der Sekunde auf das Sternbild des Herkules zu.

Die größte Schnelligkeit (400 *km* in der Sekunde) besitzt der hellleuchtende Stern Arkturus, welcher etwa 50.000mal größer ist als die Sonne und von ihr ungefähr 200 Lichtjahre entfernt ist.

Unter einem Lichtjahr versteht man jenen Weg, den das Licht (in jeder Sekunde geradlinig 300.000 *km* durchlaufend) während eines Erdenjahres

zurücklegt; dieser Weg beträgt ungefähr 10 Billionen km ($= 63.000$ mal so groß als die Entfernung der Erde von der Sonne). Der der Sonne zunächst liegende Fixstern ist α im Sternbilde des Centauren, der von der Sonne $4\frac{1}{3}$ Lichtjahre entfernt ist; die durchschnittliche Entfernung der Fixsterne unseres Sternenhimmels von der Erde beträgt ungefähr 10 Lichtjahre.

Unter allen sichtbaren Fixsternen — wir können etwa 5700 mit freiem Auge und etwa 60 Millionen mit unseren Riesenfernrohren zählen — haben wir nach Farbe und Helligkeit folgende Klassen zu unterscheiden:

I. Die **erste Sternklasse** strahlt in weißblauem Lichte; ungefähr die Hälfte aller Sterne gehört dieser Gruppe an. Es sind glühende, kugelige Ballen von außerordentlich hohen Oberflächentemperaturen, wahrscheinlich weit über 7000° . Zu dieser Gruppe gehört der Sirius, der hellste Stern des nördlichen Himmels, der von der Erde 150 Billionen Kilometer entfernt ist.

II. Die Sterne der **zweiten Klasse** leuchten mit gelbem Lichte und sind kälter als die weißblauen Sterne, haben aber noch immer eine Oberflächentemperatur von wahrscheinlich 7000° . Unsere Sonne gehört zu den gelben Sternen, deren Zahl ungefähr $\frac{3}{8}$ aller Sterne beträgt.

III. An die gelben Sonnen schließen sich die orangeroten und roten Sterne an, welche die **dritte Klasse** bilden. Nur $\frac{1}{8}$ aller sichtbaren Sterne gehört zu ihnen. Sie sind kälter als die gelben Sterne und ihre Oberflächentemperatur ist wahrscheinlich auf $4000-3000^\circ$ gesunken. Der hellste Stern im Orion, der Betelgeuze, gehört zu den roten Sternen.

Diese drei Sternklassen entsprechen ebensoviele Entwicklungsstufen in der Geschichte jedes Sternes. Zuerst ein außerordentlich heißer, weißblau leuchtender Ball, kühlt der

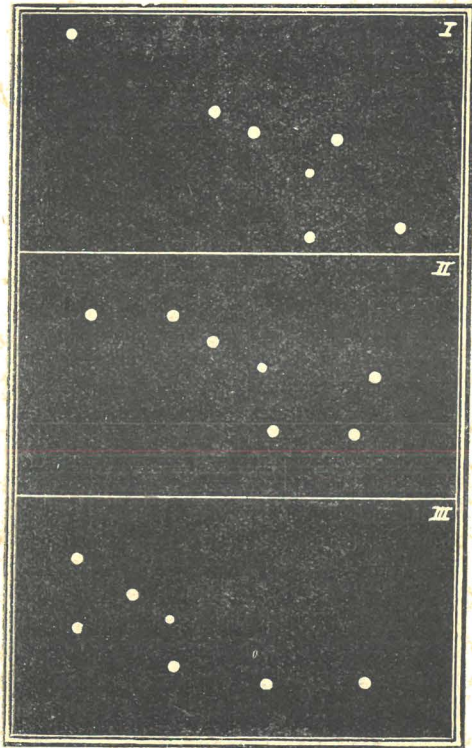


Fig. 1. Das Sternbild des großen Bären.

I vor 50.000 Jahren, II in der Gegenwart,
III nach 50.000 Jahren. (Nach M. W. Meyer.)

Stern langsam ab, bis er zuerst gelbes, und noch weiter, bis er zuletzt nur noch schwaches rotes Licht in den Weltraum sendet.

IV. Schreitet die Abkühlung weiter fort, so muß der rote Stern schließlich sein Eigenlicht vollständig verlieren. Es bildet sich eine Erstarrungsrinde auf seiner Oberfläche und, obwohl im Inneren noch glühend, verschwindet er daher aus der Reihe selbstleuchtender Weltkörper, um in den Zustand eines Sonnenplaneten einzutreten. Vereinzelt flammen derartige erloschene Sterne als sogenannte „neue Sterne“ von neuem auf.

Zweifellos sind im Weltraume zwischen den leuchtenden Sonnen erkaltete Sterne und zahllose kleine Weltkörper verstreut, die sich unserer Beobachtung entziehen, weil sie erkaltet sind und kein Eigenlicht besitzen. Unzählige Trümmer von Weltkörpern kreisen durch den Weltraum und flammen erst auf, wenn sie in die Erdatmosphäre eintreten, um entweder als Meteoriten auf die Erde niederzufallen oder wieder im Weltraum zu verschwinden.

Auch der Fixsternhimmel ist also nichts Unveränderliches. Die Fixsterne sind keineswegs unbeweglich und unveränderlich, sondern in einem beständigen Fortschritt in Raum und Zeit unterworfen.

Die Sonne und ihr Planetensystem.

Die Sonne ist ein glühender Gasball, dessen Temperatur an der Oberfläche etwa 7000° betragen dürfte, während die Temperatur des Sonnenkerns bedeutend höher ist.

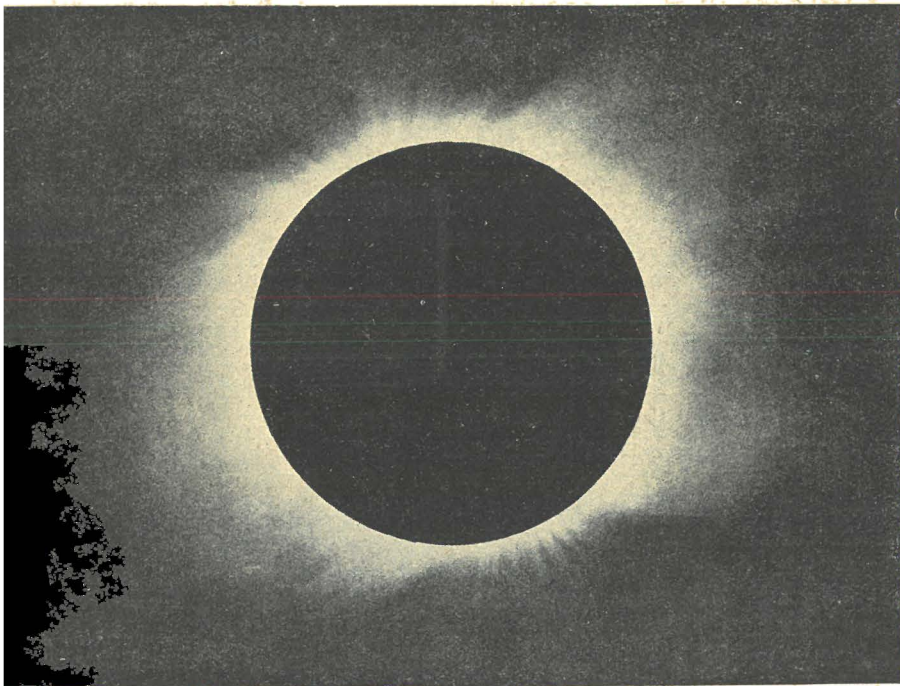


Fig. 2. Die Sonnenkorona,
 fotografiert bei der totalen Sonnenfinsternis am 28. Mai 1900 von Prof. E. Frost (Yerkes-Sternwarte bei Chicago).
 Aus J. Scheiners „Populäre Astrophysik“, 1908.

In demselben Momente, als die Mondscheibe bei einer totalen Sonnenfinsternis den Sonnenball völlig verdeckt, sieht man von dessen Rand ungeheure rötliche Flammen in den Weltraum aufsteigen, welche vorher nicht abgenommen werden konnten. Diese Flammen oder Protuberanzen schießen in der Sekunde 400 km hoch empor und erheben sich zuweilen bis zu einer Höhe von 312.000 km über den Sonnenrand.

Die Protuberanzen bestehen aus glühenden Gasen, die offenbar infolge ungeheurer Explosionen in die Höhe geschleudert werden. Sie treten in zwei Formen auf: entweder als wolkenförmige Gebilde, von denen sich Teile loslösen und langsam zur Sonne zurücksinken, oder als garbenförmig aufsteigende Strahlenbündel, die im Gegensatz zu den Wolkenprotuberanzen mit enormer Schnelligkeit senkrecht oder schief von der Sonne aufsteigen und raketenartig wieder zurückfallen; diese Gruppe bezeichnet man als Strahlenprotuberanzen.

Die Wolkenprotuberanzen bestehen aus glühendem Wasserstoff, Helium und Kalzium. Das Element Helium, früher nur durch die Spektralanalyse auf der Sonne nachgewiesen, ist mit Hilfe der Spektralanalyse 1895 auch in dem seltenen Mineral Cleveit von Ramsay nachgewiesen worden in Gesellschaft des neu entdeckten Elementes Argon. Seither sind beide Elemente mehrmals auf der Erde gefunden worden. Wir wissen heute, daß das Element Helium aus dem Element Radium hervorgeht, stehen aber trotz der außerordentlichen Fortschritte der Forschungen auf diesem Gebiete erst am Anfange unserer Kenntnisse über diese merkwürdigste Gruppe der Elemente.

Die Protuberanzen steigen nicht vom helleuchtenden Sonnenball, der Photosphäre, sondern aus der Gasschicht auf, welche die Photosphäre umgibt. Diese rötlich bis rosenrot leuchtende Gasmasse, die den gelben Sonnenball umgibt, besteht in den oberen Schichten aus glühendem Wasserstoff und Helium, in den unteren Schichten aus Gasen von Schwermetallen. Die Dicke dieser Gashülle, welche wir Chromosphäre nennen, beträgt 7000—11.000 km.

Über der Chromosphäre liegt eine weitere, schwächer leuchtende Gasschicht, die Korona. Sie wird, ebenso wie die aus der Chromosphäre hervorbrechenden Protuberanzen, erst sichtbar, wenn die Mondscheibe bei einer totalen Sonnenfinsternis den ganzen Sonnenball verdeckt. Dann aber sieht man plötzlich silbergraue Strahlen aufblitzen, deren Höhe mehrere Sonnendurchmesser erreichen kann (Fig. 2). Die Korona besteht aus glühenden Gasen, die leichter sind als die Heliumgase und Wasserstoffgase; man hat dieses auf der Erde noch unbekanntes Element Koronium genannt.

In der Photosphäre der Sonne zeigen sich schon bei der Betrachtung in einem schwachen Fernrohr schwarze Flecke, die Sonnenflecke, deren Durchmesser sehr häufig den der Erde übersteigt. Ihre Gestalt ist überaus veränderlich; indessen bleiben sie so lange sichtbar, daß man verfolgen kann, wie sie am Ostrande der Sonne auftauchen, allmählich nach Westen vorrücken und endlich am Westrande verschwinden. Diese Wanderung der Sonnenflecke beweist die Drehung der Sonne um ihre eigene Achse und zwar beträgt die Umdrehungsdauer etwa 24—25 Tage, wie erst vor kurzem ermittelt wurde.

Die Natur der Sonnenflecken ist noch nicht aufgeklärt. Ihre Bildung geht jedenfalls in einer höchst stürmischen Weise und unter heftigen Explosionen vor sich; ob es Schlacken sind, die sich auf der Photosphäre bilden und die allmähliche Erstarrung der Sonnenoberfläche einleiten, ist noch ungewiß.

Das ganze Sonnensystem, das heißt die Sonne und ihre Planeten, bildete ursprünglich nach der Theorie von Kant und Laplace eine einheitliche, rotierende Gasmasse, von der sich im Laufe ungeheurer Zeiträume einzelne Teile lösten, zusammenballten und zu Planeten und Monden wurden, während

die sich zusammenziehende und dichter werdende Gasmasse im Mittelpunkt des Systems zurückblieb.

Die ursprüngliche Gasmasse hat sich wahrscheinlich bis über die Bahn des Planeten Neptun, des äußersten Planeten, erstreckt. Bei der Abkühlung und Verdichtung des Sonnenballes trennten sich die leichteren Teile als Ringe ab, welche die Sonne wahrscheinlich in derselben Weise umkreisten wie die Saturnringe den Saturn; aus ihnen sind vermutlich die Planeten entstanden.

Das spezifische Gewicht der Planeten ist keineswegs gleich. Das der Erde ist am höchsten, das des Saturn am kleinsten. Ebenso ist die Masse der Sonnenplaneten sehr verschieden. Der kleinste Planet ist der der Sonne zunächst stehende Merkur; der Durchmesser des Jupiter ist elfmal größer als die Erde und nur zehnmal kleiner als die Sonne. Setzen wir die Masse der Erde = 1 und das spezifische Gewicht der Erde (5·6) = 1, so erhalten wir bei einem Vergleiche der Planeten folgende Übersicht:

	Masse in Erden:	Spezifisches Gewicht in Erden:	Thermischer Zustand:
Innere Planeten	Merkur . . . 0·04	0·8	erkaltete Rinde und
	Venus . . . 0·81	0·9	
	Erde . . . 1·00	1·0	gasarme dünne Atmosphäre
	Mars . . . 0·12	0·8	
Planetoiden (etwa 600 kleine Planeten).			
Äußere Planeten	Jupiter . 309·61	0·23	Kern wahrscheinlich rotglühend, mit stark absorbierender Atmosphäre
	Saturn . 92·65	0·12	
	Uranus . 14·74	0·25	
	Neptun . 16·47	0·14	

Wir sehen daraus, daß die sogenannten inneren Planeten ausnahmslos kleiner sind als die äußeren Planeten, daß aber ihr spezifisches Gewicht ausnahmslos größer ist. Daraus ergibt sich weiters, daß sich die äußeren Planeten, namentlich der Saturn, in einem primitiveren Zustande befinden als die vier der Sonne zunächst liegenden Planeten und daß die Entwicklungsstufe der Erde eine bedeutend höhere ist als die eines der äußeren Planeten.

Auf einer noch höheren Entwicklungsstufe als die Erde steht ihr Trabant, der Mond. Er ist eine vollständig erstarrte Kugel, die heute keine Atmosphäre mehr besitzt, in längstvergangenen Zeiten aber eine Gas- und Dunsthülle zweifellos besessen haben muß, als die vulkanischen Kräfte auf ihrer Oberfläche noch in voller Tätigkeit waren. Wahrscheinlich ist die Gashülle des Mondes von der erstarrten Oberflächenrinde wieder aufgeschluckt (reabsorbiert) worden. Das schlackenartige Aussehen der Mondoberfläche beweist, daß sich die vulkanischen Explosionen und Einstürze in höchst stürmischer Weise vollzogen haben müssen. Heute ist der Mond ein vollständig erkalteter Körper mit einer zerrissenen und zersprungenen Rinde glasartiger vulkanischer Gesteine, ähnlich dem Obsidian oder dem Vitrophyr (ein glasiges Trachytgestein) unserer Erdrinde.

Nach dem holländischen Geologen Verbeek sind gewisse Glasmeteoriten, die man in Schottern bei Budweis sowie im Iglawatal in Mähren („Moldavite“), ferner in Australien („Australite“) und im Sundaarchipel („Billitonite“) gefunden hat, als Auswürflinge von Mondvulkanen anzusehen, die so hoch emporgeschleudert wurden, daß sie in den Anziehungsbereich der Erde gelangten.

Die Entwicklungsgeschichte der Gestirne.



Fig. 3. Der Spiralnebel im Sternbild der Jagdhunde, photographiert von Ritchey (Yerkes-Sternwarte bei Chicago). Aus J. Scheiners „Populäre Astrophysik“ 1908.



Fig. 4. Meteorstein.

gefallen bei Cabin Creek (in Arkansas, Nordamerika) am 27. März 1886. — Gewicht 47·355 *kg*. Die Oberfläche zeigt grubige Vertiefungen, die schon während des Fluges durch den Weltraum durch das Ausbrechen von Eisenteilen entstanden sind und Rhenmaglypten genannt werden. Tritt der Meteorit in die Lufthülle der Erde ein, so wird seine Oberfläche durch die starke Reibung glühend, beginnt zu schmelzen (bei ungefähr 1600°) und wird zur Feuerkugel, wobei die Kanten der ursprünglich scharfkantigen Gruben abschmelzen und sich abrunden. Da der Sturz durch die Atmosphäre nur etwa 4 Sekunden dauert, wird nur die äußerste Rinde des Meteoriten erhitzt, während das Innere die Kälte des Weltraumes beibehält und erst nach dem Falle erwärmt wird.

(Original im Naturhistorischen Staatsmuseum in Wien.)

Wir haben gesehen, daß wir unter den Fixsternen vier Klassen zu unterscheiden haben, welche sich durch ihre verschiedene Temperatur und Leuchtkraft unterscheiden. Aus der Stufe des weißblauen Fixsternes geht der gelbe, dann der rote hervor, bis er sein Eigenlicht bei weiterer Abkühlung gänzlich verliert.

Außer den Fixsternen kennen wir aber noch andere Weltkörper. Im Gegensatz zu den regelmäßigen Gasballen der weißen, gelben und roten Sonnen sind sie unregelmäßig gestaltet, mitunter spiralig gewunden wie der regelmäßige Spiralnebel im Sternbild der Jagdhunde (Fig. 3) oder der unregelmäßige Spiralnebel im Orion. Die Spektralanalyse hat uns darüber belehrt, daß die Nebelflecke leuchtende Gase von zuerst niederer, später sehr hoher Temperatur sind. Während das Spektrum der weißblauen Sterne zusammenhängend und von dunklen Streifen, den Fraunhoferschen Linien, durchzogen ist, besteht das Spektrum der Nebelflecke nur aus einzelnen hellen Linien. Im Spiralnebel der Jagdhunde (Fig. 3), der eine ausgesprochene überaus mächtige Rotationsbewegung erkennen läßt, ist der Mittelpunkt von helleuchtenden Massen gebildet. Wir müssen also annehmen, daß die Nebelflecke die ursprünglichste Bildung unter den Weltkörpern darstellen, aus welchen durch zunehmende Verdichtung und abnehmende Temperatur die weißen, gelben, roten und zuletzt dunklen Fixsterne hervorgegangen sind.

Die Meteoriten, welche in unendlicher Zahl durch den Weltraum kreisen und zuweilen die Erdbahn kreuzen, wobei sie als Sternschnuppen auf kurze Zeit aufleuchten, fallen mitunter auf die

Erdoberfläche nieder. Es sind entweder Eisenmeteoriten (Meteoreisen) (Fig. 4) oder Steinmeteoriten (Meteorsteine). Wir müssen sie als die letzten Reste zersprungener Weltkörper ansehen. Während des raschen Sturzes durch die Erdatmosphäre werden sie glühend und ihre Oberfläche schmilzt; nur einmal ist bei dem Meteoritenfall von Dhurmsala in Ostindien (am 14. Juli 1860) beobachtet worden, daß einzelne Stücke kalt wie Eis waren und andere infolge ihrer Kälte in der Hand ein lebhaftes Schmerzgefühl erregten. Bei dem Kreisen im kalten Weltraum (-141°C) müssen die Meteore die Temperatur desselben angenommen haben.

Die Geschichte eines Weltkörpers beginnt also, soweit wir heute über die Zusammensetzung des Weltalls unterrichtet sind, mit Gasnebeln, die sich langsam zu Fixsternen verdichten und endet mit dem Zerfall der erkalteten und erstarrten Sterne in Meteorsteine und Meteoreisen, die wahrscheinlich in zahllosen Mengen durch den Weltraum eilen.

Das Verhältnis des Erdkernes zur Erdrinde.

Das spezifische Gewicht der Erde.

Das Gewicht der Erdkugel ist 5·6mal größer als das einer gleich großen Kugel aus chemisch reinem Wasser bei 4°C .

Das spezifische Gewicht des ganzen Erdballes ist bedeutend höher als das der Erdrinde. Das mittlere spezifische Gewicht der die Erdrinde zusammensetzenden Gesteine ist zwischen 2·5 und 2·8 anzunehmen; es geht daraus hervor, daß das Erdinnere aus schwereren Massen bestehen muß, als es die Gesteine der Erdrinde sind, und zwar kann es sich bei diesen Massen des Erdkernes wohl nur um Eisen und andere Schwermetalle handeln, da das spezifische Gewicht des Eisens 7·8 beträgt.

Daß das Eisen in der Zusammensetzung der Weltkörper eine sehr hervorragende Rolle spielt, geht aus den Meteoreisen hervor, welche als die Reste zertrümmerter Weltkörper anzusehen sind. Daß aber auf der Erde gediegenes, nickelhaltiges Eisen gleichfalls auftritt, beweisen die Funde der riesigen Eisenblöcke in basaltischen Laven an der Westküste von Grönland (auf der Insel Disko bei dem Orte Ovifak). Diese Blöcke von gediegenem Eisen sind zweifellos bei dem Ausbruche von basaltischer Lava aus der Tiefe des Erdinneren an die Erdoberfläche gebracht worden.

Die Erdrinde wird der Hauptsache nach von kieselsäurereichen Gesteinen wie Granit gebildet. Auch die Meteorsteine sind Silikatgesteine und daher als die Trümmer der Hülle zerstörter Weltkörper anzusehen, während die Meteoreisen als schwerere Massen die zersprungenen Kerne von Weltkörpern darstellen.

Der Zustand des Erdinneren.

Wir kennen weder den Aggregatzustand noch die Temperatur des Erdinneren. Zur Beurteilung dieser Fragen stehen uns namentlich drei Erscheinungen zu Gebote:

1. Die mit der Tiefe zunehmende Temperatur der Erdrinde.

2. Das Ausfließen glühender Gesteine aus der Erdrinde.

3. Die heißen Quellen.

Die geothermische Tiefenstufe. Wo immer wir von der Erdoberfläche gegen das Erdinnere vordringen, treffen wir eine gegen die Tiefe rasch zunehmende höhere Temperatur an. Diese Temperaturzunahme ist in Bergwerken, Tunnelanlagen unter hohen Bergen (Gotthard, Simplon, Arlberg usw.) und in Tiefbohrungen festgestellt worden, und zwar nimmt die Temperatur durchschnittlich bei 33 *m* Tiefe um 1° Celsius zu. Den Betrag in Metern, bei welchem eine Temperatursteigerung von 1° gegen den Erdmittelpunkt zu eintritt, nennt man die geothermische Tiefenstufe.

Die Zahl von 33 *m* ist ein Durchschnittswert; sie beruht namentlich auf den Ergebnissen der großen Tiefbohrungen von Sperenberg bei Berlin (1272 *m*), Lieth bei Altona (1338 *m*), Schladebach bei Merseburg (1748 *m*) und Paruschowitz in Oberschlesien (2003 *m*). In Bergwerken ist die geothermische Tiefenstufe sehr verschieden. Im Adalbertschacht in Příbram beträgt sie 65 *m*, während im Ossegger Braunkohlenrevier die Temperatur schon von 5·2 zu 5·2 *m* um je 1° C zunimmt. Die hohe Temperaturzunahme in Kohlenbergwerken beruht darauf, daß beim Verkohlungsprozeß sehr viel Wärme frei wird. Infolge dieser beträchtlichen Schwankungen der geothermischen Stufe kann man in einzelnen Bergwerken viel tiefer in die Erdrinde eindringen als in anderen. In den Příbramer Silberschächten beträgt die Lufttemperatur in 889 *m* „Teufe“ erst 21·8°, während im Bergwerke des Comstockganges in Nevada, einer der reichsten Silberminen der Welt, schon bei 610 *m* Teufe die Lufttemperatur 40° erreicht, so daß hier der Ausbeutung der tiefer gelegenen Erzschatze durch die Hitze früher ein Ziel gesetzt ist als in Příbram.

Das Ausfließen glühender Gesteine aus der Erdrinde ist ein weiterer Beweis für die hohe Temperatur des Erdinneren. Die Schmelzpunkte der Ausbruchsgesteine liegen bei normalem Atmosphärendrucke zwischen 900 und 1700° C. (Die Schmelztemperatur der Vesuvlava beträgt 1090°, der Ätnalava 1010°, des Granites von Predazzo in Südtirol 1240°.)

Die heißen Quellen stehen in engstem Zusammenhange mit glühenden Gesteinsmassen unter der Erdoberfläche. Sie finden sich entweder in vulkanischen Gebieten wie auf Island, im Yellowstonepark in Nordamerika oder auf Neuseeland oder sie treten in weiter Entfernung von Vulkanen auf. Im letzteren Falle muß die Heizung der Thermen durch glühende Gesteinsmassen erfolgen, die tief im Erdinneren liegen. Manche Thermen treten ganz unregelmäßig aus Gesteinsspalten hervor, andere stehen mit tiefen Spalten im Zusammenhange, welche die Erdrinde durchschneiden. Zur ersten Gruppe gehören die Thermen von Ems, zur zweiten die Thermen von Baden, Vöslau, Meidlinger Hauptstraße in Wien usw. (an der „Wiener Thermenlinie“), Wiesbaden usf.

Die Höllenquelle in Baden-Baden hat 86°, der Karlsbader Sprudel 73°, der Kochbrunnen in Wiesbaden 68°, die Gasteiner Therme 48°, die Thermen von Teplitz und Schönau in Böhmen bis 48°.

Alle diese Tatsachen zwingen uns zu der Annahme, daß die Temperatur von allen Stellen der Erdoberfläche gegen das Erdinnere zu ansteigt, daß aber die Dicke der erstarrten Erdrinde sehr verschieden ist. In einzelnen vulkanischen Gebieten, wie z. B. bei Neapel, ist die starre Kruste über dem glühenden Erdinnern nur sehr dünn, an anderen Stellen, wie z. B. in Příbram, muß das glühende Erdinnere von einer sehr starken Rinde gegen die Erdoberfläche abgeschlossen sein. Wir müssen ferner annehmen, daß der Erdkern noch eine außerordentlich hohe Temperatur besitzt,

eine Annahme, die mit unseren Vorstellungen von der Entstehung der Erde zusammenhängt. Wahrscheinlich ist das Erdinnere gasförmig, steht aber unter einem so hohen Drucke, daß es sich wie eine starre Kugel verhält. Erst in den äußeren Kugelschalen kann das Erdinnere in den flüssigen Zustand übergehen. Die Dicke der erstarrten Rinde wird sehr verschieden berechnet. Ihr Durchschnittsbetrag wird von Vogt (1904) mit 50 *km* angegeben.

Die Lufthülle des Erdballes. (Atmosphäre.)

Ausdehnung und Zusammensetzung der Atmosphäre. Die Höhe der die Erde umgebenden Gashülle oder Atmosphäre beträgt wahrscheinlich 300 *km*. Die äußersten Schichten der Lufthülle, die aus 79 Volumteilen (77 Gewichtsteilen) Stickstoff und 21 Volumteilen (23 Gewichtsteilen) Sauerstoff besteht, sind jedenfalls von einer außerordentlich geringen Dichte; Berechnungen des Luftdruckes ergeben folgendes:

Luftdruck in <i>mm</i> :	Höhe über der Erdober- fläche in <i>km</i> :
760	0
217	10
51	20
9	30
1	40
0·1	50
0·001	100

Neben den Hauptbestandteilen Stickstoff und Sauerstoff ist in der Luft noch Kohlensäure und Wasserdampf enthalten, so daß das Verhältnis in Volumteilen ungefähr folgendes ist: Stickstoff 78·24%, Sauerstoff 20·80, Wasserdampf 0·93, Kohlensäure 0·03. Außerdem sind noch äußerst geringe Mengen von Argon und Ozon in der Luft enthalten.

Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. Die Erdoberfläche wird erwärmt: 1. durch die aus dem Erdinnern ausstrahlende Wärme, 2. durch die Sonnenstrahlung und 3. in äußerst geringem Maße durch die vom beleuchteten Monde zurückstrahlende Wärme. Die Wärmestrahlung der Sterne kommt als wesentlicher Faktor für die Erwärmung der Erdoberfläche ebenso wenig in Betracht als die vom Monde uns zugesandte Wärme.

Die aus dem Erdinnern strahlende Wärme ist überaus gering; ohne die ständige Erwärmung durch die Sonne würde die Temperatur der Erdoberfläche — 73° C. betragen.

Die geringe Eigenwärme der Erdoberfläche macht es verständlich, warum im nördlichen Sibirien der Boden beständig gefroren ist (bei Jakutsk an der Lena in Ostsibirien in 116·5 *m* Tiefe noch — 3° C.) und nur im Sommer an seiner Oberfläche etwas tiefer als 1 *m* auftaut. Die Lufttemperatur ist unabhängig von der Eigenwärme der Erde; die Atmosphäre wird nur von der Sonne geheizt, und zwar werden die untersten Luftschichten stärker erwärmt als die oberen.

Ein am 6. September 1894 aufgestiegener Registrierballon verzeichnete in einer Höhe von 18·5 *km* eine Temperatur von — 67° C. Viel stärker als die unteren Luftschichten und die Wasseroberfläche (in äquatorialen Gegenden höchstens 30°, im Mittel 26—28° warm) wird das feste Land durch die Sonnenstrahlen erwärmt. In der Sahara sind im Sande Temperaturen bis zu 70° beobachtet worden, ebensoviel am Kap der Guten Hoffnung, während in Bagdad eine Oberflächentemperatur von 78° C. gemessen wurde.

Die Wärme, welche die Erdoberfläche von der Sonne empfängt, wird auch in die Tiefe geleitet, doch hört schon in der Tiefe von 1 *m* der Unterschied zwischen Tag- und Nachttemperatur auf und in 30 *m* Tiefe ist in der gemäßigten Zone auch die Temperatur des Bodens von den jahreszeitlichen Wärmeschwankungen unabhängig.

Das von Lavoisier 1788 im Keller der Pariser Sternwarte in 27·6 *m* Tiefe aufgestellte Thermometer zeigt unveränderlich die Temperatur von 11·6 C.

In der tropischen Zone ist schon in einer Tiefe von 6 *m* die Bodentemperatur von den jahreszeitlichen Schwankungen unabhängig.

Anders liegen die Verhältnisse in der unmittelbaren Nähe von Vulkanen und heißen Quellen, wo der Boden durch die aus dem Erdinnern aufsteigenden Laven oder Wasserdämpfe geheizt wird.

Da die Erdoberfläche und die Atmosphäre ihre Wärme der Sonne verdanken, so sollte man erwarten, daß an jedem Tage und zu jeder Stunde in jedem Jahre dieselbe Temperatur herrscht. Dies ist erfahrungsgemäß nicht der Fall. Klarer Himmel oder Wolkenbedeckung, warme oder kalte Winde, Trockenheit oder Niederschläge bedingen große Unterschiede der Temperatur der Erdoberfläche.

A. v. Humboldt versuchte zuerst, alle Orte mit gleicher Jahrestemperatur auf eine Erdkarte einzutragen. Die Linien, welche diese Orte verbinden, nennt man Isothermen.*). Bei einer Betrachtung der Jahresisothermen sehen wir, daß in der südlichen Erdhälfte die Kontinente (Afrika, Australien, Südamerika) bedeutend wärmer sind als die Meere in gleichhoher Breite, und zwar sind die Ostküsten von Afrika und Südamerika wärmer als die Westküsten; in der nördlichen Erdhälfte sind die Westküsten wärmer als das Festlandsinnere und die Ostküsten. In der heißen Zone sind die Kontinente wärmer als die Meere, in den höheren Breiten tritt dagegen das umgekehrte Verhältnis ein. Zwischen 42° und 45° nördlicher und südlicher Breite haben Meer und Land dieselbe Temperatur.

Sehr verschieden sind die Bilder der Isothermenkarten der Erde im Januar und im Juli. Diese Verschiedenheit beruht darauf, daß im Winter die Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche weit bedeutender ist als jene der Meeresoberfläche (das Land ist im Winter unter gleicher Breite kälter als das Meer). Im Hochsommer ist dagegen das Verhältnis umgekehrt (das Land ist im Sommer unter gleicher Breite wärmer als das Meer).

Luftströmungen. Wenn die über einem Orte der Erdoberfläche ruhende Luftsäule erwärmt wird, so wird zunächst die dem Erdboden aufliegende unterste Schichte am stärksten erwärmt und infolgedessen ausgedehnt. Der sich durch die Erwärmung ausdehnende untere Teil der Luftsäule schiebt die über ihm lagernden Teile der Luftsäule in die Höhe und daher steigt der Luftdruck in den höheren Schichten. Am Boden bleibt der Luftdruck ungeändert, da ja das Gewicht der Luftsäule durch die Erwärmung nicht beeinflusst wird und gleich bleibt. Das Steigen des Luftdruckes in den höheren Schichten der Luftsäule bei starker Erwärmung ist in den meteorologischen Höhenstationen während der Sommermonate sehr gut zu beobachten. Während der mittlere Luftdruck auf dem Sonnblick (3106 *m*) im Januar 516·4 *mm* beträgt, steigt er im Juli auf 525·4 *mm*.

Da nun in der Tropenzone die Luft am stärksten erwärmt und durchfeuchtet wird und sich infolgedessen stärker ausdehnt als die Luftkappe über den Polen, so ist in gleicher

*) Die kartographischen Darstellungen zu diesem und dem folgenden Abschnitte (Isothermen, Luftdruck, Winde, Meeresströmungen) im Schulatlas von Richter und Müllner, 2. Aufl., Verlag von Freytag und Tempsky, Wien und Leipzig, 1907.

Höhe über der Erdoberfläche in den äquatorialen Zonen ein höherer Luftdruck als in den Polarregionen.

Infolgedessen bildet die Fläche, welche alle Punkte gleichen Luftdruckes über der Erde verbindet, ein Ellipsoid, welches aber nicht konzentrisch mit der Erdoberfläche verläuft, sondern am Äquator weiter von der Erdoberfläche entfernt ist als an den Polen. Daher strömt die Luft vom Äquator gegen die Pole hin ab, um den gleichen Luftdruck im gleichen Abstände von der Erde wiederherzustellen, und zwar werden zuerst die oberen Luftschichten in Bewegung gesetzt, bevor sich der Luftdruck an der Erdoberfläche geändert hat. Die nächste Folge aber ist ein Ansteigen des Luftdruckes in den Polarregionen, weil in der Höhe Luft zufließt, also das Gewicht der Luftsäule steigt, und umgekehrt ein Sinken des Luftdruckes über den Tropenzone, weil das Gewicht der über dem Äquator liegenden Luftschichten um das der polwärts abfließenden Luftmenge verringert wird.

Wenn wir den Luftdruck eines Ortes am Äquator mit dem eines Ortes höherer Breiten vergleichen, so finden wir, daß an der Erdoberfläche am Äquator der Luftdruck geringer ist als in höheren Breiten, während er in größerer Höhe über der Erdoberfläche am Äquator bedeutend höher ist als in höheren Breiten.

Infolgedessen müßten zwei Luftströmungen entstehen: 1. eine obere vom Äquator gegen die Pole und 2. eine untere von den Polen gegen den Äquator.

Die Beobachtungen zeigen jedoch, daß die polwärts vom Äquator abfließende obere Luftschicht schon unter dem 30. Breitengrade herabsinkt und von hier aus als untere Luftströmung gegen den Äquator zurückkehrt. In höheren Breiten ist die Luft fast immer gegen die Pole hin in Bewegung; ein geschlossener Kreislauf findet nur innerhalb der Zone zwischen 30° nördlicher und 30° südlicher Breite statt.

Infolge der Erdrotation werden die unteren, beständigen Luftströmungen, die innerhalb dieser Zone zum Äquator fließen, derart abgelenkt, daß sie auf der nördlichen Erdhälfte als Nordostwinde, auf der südlichen als Südostwinde erscheinen. Diese beständigen Winde nennt man Passatwinde oder Passate.

Ebenso wie die unteren werden auch die oberen Luftströmungen durch die Erdrotation abgelenkt und werden auf der nördlichen Erdhälfte zu Südwestwinden, auf der südlichen zu Nordwestwinden. Ein Beispiel dafür bilden die am Pik von Teneriffa zu beobachtenden unteren Nordostpassate und die oberen Südwestwinde.

Wir haben gesehen, daß polwärts vom 30. Breitengrade auf beiden Erdhälften keine untere Luftströmung gegen den Äquator fließt, sondern nur eine obere gegen die Pole. Diese Luftmassen müssen aber wieder zum Äquator zurückkehren und dies geschieht in folgender Weise:

Die polwärts fließenden Luftströmungen erscheinen als Südwestwinde und bilden einen großen Wirbel von großer Rotationsgeschwindigkeit um den Nordpol. Aus diesem Wirbel fließen die kälteren Luftschichten wieder äquatorwärts ab, aber nicht über der Erdoberfläche, sondern mitten in der oberen Südwestströmung, und zwar in Form von Nordwestwinden. Daher sind drei übereinanderliegende Luftströmungen in höheren Breiten der nördlichen Halbkugel zu unterscheiden:

1. Zuerst Westsüdwestwind gegen den Nordpol, 2. darüber Nordwestwind vom Pole gegen den Äquator und 3. darüber wieder Südwestwind gegen den Nordpol.

Zwischen den Zonen der beiden Passate herrscht entweder Windstille vor oder es treten schwache veränderliche Winde auf. Dieser Streifen ist der Kalmengürtel des Äquators genannt worden.

Wir haben also drei Windzonen auf jeder Erdhälfte zu unterscheiden:

1. den Kalmengürtel,
2. die Passatzone,
3. die Zone von der äußersten Polargrenze der Passatwinde bis zum Pole, das Gebiet der vorherrschenden Westwinde der nördlichen Halbkugel.

Land- und Seewinde. Bei Tag wird das Land stärker erwärmt als das Meer und es fließt daher die erwärmte Luft in der Höhe gegen das Meer ab, während die kältere Seeluft gegen das Land abströmt (Seewind). Bei Nacht kühlt dagegen das Land rascher aus und es tritt somit das umgekehrte Verhältnis ein (Landwind).

Gebirgswinde. Im Sommer weht aus den stärker erwärmten Tälern der Wind bergauf, und zwar beginnt er vormittags um 9—10 Uhr, wächst bis zum Nachmittage an und flaut bei Sonnenuntergang ab, worauf von den Höhen der Nachtwind talab weht. Die tagsüber aufsteigende wasserdampfhältige Luft führt zur Bildung von Wolkenballen, die an heißen Nachmittagen ihre stärkste Ausbildung erreichen und sich mitunter zu Gewittern entwickeln. In der Nacht wird die Feuchtigkeit mit dem talabwärts wehenden Winde wieder zur Tiefe geführt (Morgennebel), während die Luft der Höhe rein wird und morgens am klarsten ist.

Wasserdampf der Atmosphäre. — Wolkenbildung. Neben dem gasförmigen, unsichtbaren Wasserdampf enthält die Luft Wasser, das in Gestalt von Wolken auftritt. Die Verdichtung des Wasserdampfes zu Wasser findet bei einem Sinken der Lufttemperatur unter den Taupunkt statt. Unter dem Taupunkte versteht man die Temperatur, bei welcher der in der Luft vorhandene Wasserdampf sein Spannungsmaximum erreicht. Streicht warme Luft an einem kalten Körper hin, so beschlägt sich derselbe mit Tau oder Reif (Taubildung unter 0° als Eiskristalle); feuchte, warme Luft, die im Sommer an kalten Steinen hinstreicht, hat den Beschlag derselben mit Wassertropfen zur Folge, ebenso wie sich im Winter bei Tauwetter auf dem kalten Erdboden Glatteis bildet.

Der unsichtbare Wasserdampf vermindert die Durchsichtigkeit der Luft nicht, er vermehrt sie sogar noch. Bei beginnender Kondensation des Wasserdampfes trübt sich jedoch die Atmosphäre rasch, der Himmel erhält weißliche Farbentöne und Sonne und Mond erscheinen von Lichthöfen umgeben. Zunehmende Verdichtung des Wasserdampfes führt zur Wolkenbildung; Cirri nennen wir die feinen weißen Federwolken, die in sehr großen Höhen (oft weit über 7000 m) schweben und auch im Sommer nur aus Eisnadeln bestehen, Cumuli die glänzenden Wolkenballen oder Haufenwolken.

Die Wasserhülle des Erdballes. (Hydrosphäre.)

Das Verhältnis zwischen Land und Meer. Schon die oberflächliche Betrachtung des Erdglobus zeigt, daß das Meer fast zwei Dritteile der Erdoberfläche verhüllt und daß die südliche Erdhälfte in bedeutend höherem Maße überflutet wird als die nördliche. Das Meer bedeckt 72% (366 Millionen km^2) der Erdoberfläche, während nur 28% (144 Millionen km^2) als Festländer oder Inseln über den Meeresspiegel aufragen.

Tiefe des Weltmeeres. Die größte bisher gelotete Meerestiefe ist mit 9636 m östlich von Formosa im Pazifischen Ozean festgestellt worden. Die größten Tiefen liegen in der Nähe des Landes und nicht in der Mitte der Ozeane. Die mittlere Tiefe des ganzen Weltmeeres ist auf 3500 m berechnet worden.

Temperatur des Meerwassers. Die Temperatur der Meeresoberfläche ist je nach der geographischen Breite verschieden und ist in den Tropenzone natürlich höher (durchschnittlich 28° C.) als in den Polarregionen. Da aber warme Meeresströme wie der Golfstrom aus der Straße von Florida bis an die europäische Küste fließen, ist in solchen Gebieten die Temperatur des Meerwassers an der Oberfläche sehr hoch. Die Maximaltemperatur des Golfstromes beträgt 30° C.

Die Erwärmung des Meerwassers durch die Sonnenstrahlung erstreckt sich nur auf eine Tiefe von 100—160 m; die tieferen Wasserschichten werden durch die Einwirkung der Sonnenstrahlung nicht mehr beeinflusst.

Messen wir die Temperaturen des Meerwassers in verschiedenen Tiefen, so sehen wir, daß die wärmsten Wasserschichten an der Meeresoberfläche liegen, während die tieferen Schichten immer kälter werden. Dies ist dadurch bedingt, daß das von den Polargebieten abströmende sehr kalte Wasser viel dichter ist als das warme Oberflächenwasser und daher zu Boden sinkt.

Aus den Temperaturmessungen der verschiedenen Meeresschichten ist ermittelt worden, daß die mittlere Temperatur des Meerwassers in 4000 m Tiefe + 1.8° C. beträgt. In den großen Meerestiefen herrscht eine noch niedrigere Temperatur; dieselbe sinkt z. B. im Indischen Ozean bei 5200 m Tiefe auf 0°, während in arktischen Meeren schon in geringerer Tiefe (bei 1240 m) eine Wassertemperatur von — 3.5° C. gemessen wurde.

Wären die Meeresbecken von chemisch reinem Wasser erfüllt, so müßte die Temperatur der Bodenschichte + 4° C. betragen, weil das reine Wasser bei dieser Temperatur seine größte Dichte erreicht; das salzige, schwerere Meerwasser (spezifisches Gewicht 1.025 in den Eismereen infolge geringerer Verdunstung und großer Süßwasserzufuhr, 1.027 in den äquatorialen Meeren infolge großer Verdunstung bei hoher Wärme) erreicht jedoch seine größte Dichte (bei mittlerem Salzgehalte von 3.5%) erst bei — 4° C. (Gefrierpunkt des Meerwassers — 2.2° C.). Daraus erklären sich die niederen Temperaturen der großen ozeanischen Tiefen.

Die kalten Wasserschichten der großen Meerestiefen stammen aus den Polarregionen, von welchen ununterbrochen das Kaltwasser abfließt, und zwar infolge seiner größeren Dichte entlang des Meeresbodens. Ebenso werden aber ununterbrochen in den Äquatorialregionen der Ozeane die oberflächlichen Wasserschichten erwärmt; dieses warme Oberflächenwasser fließt gegen die Pole ab. Dadurch entstehen Meeresströmungen, und zwar fließt das kalte Wasser von den Polen bis zur Äquatorialregion, steigt hier in die Höhe, wird stark erwärmt und fließt an der Oberfläche, sich langsam abkühlend, wieder polwärts.

Zu einer Zeit, da die Pole noch nicht mit einer so ausgedehnten Eiskappe bedeckt waren als heute, konnte nur wenig Kaltwasser in die Tiefen abströmen und es muß daher die Temperatur der Meerestiefen vor der Eiszeit, also im Miozän und Pliozän, wärmer gewesen sein als heute.

Die lebende Tiefseefischfauna trägt einen durchaus modernen Charakter; keine einzige altertümliche Fischart oder Fischgattung ist bis jetzt in den Tiefen der Ozeane entdeckt worden. Dies ist dadurch zu erklären, daß durch das Einströmen der großen Kaltwassermengen in die Meerestiefen zur Eiszeit die alte Tiefseefischfauna vernichtet wurde und daß hierauf eine neue Besiedlung dieser Tiefen erfolgte, die noch ununterbrochen andauert.

Das Meereis. In den Polarmeeren gefriert bei tiefer Temperatur und Windstille die oberflächliche Wasserschichte. Dieses Eis ist vom Süßwasseris (auf Seen, Flüssen usw.) und Schneeis (Gletschereis) ganz verschieden; das Meereis ist eine zähe Masse, die außerordentlich plastisch ist und in dünneren Schichten wie Ton gebogen und gefaltet werden kann. Fußspuren auf einer dünnen Meereissschichte erscheinen wie in Lehm eingedrückt.

Beim Gefrieren des Meerwassers bleibt neben dem zu Eis erstarrenden Teile der Wassermenge noch ein flüssiger übrig, der selbst bei einer Temperatur von — 30° C. noch nicht

erstarrt. Dieses flüssig gebliebene Meerwasser ist mitunter im Meereise eingeschlossen; seine chemische Zusammensetzung ist eine andere als die des Meereises, da das letztere mehr Sulfate, das flüssig bleibende Wasser aber mehr Chloride enthält und somit eine „Mutterlauge“ (vgl. S. 63) darstellt.

Das an den Polarküsten sich bildende Meereis wird von Stürmen losgerissen, zerbrochen und türmt sich dann zu großen Eisschollenfeldern auf, dem „Packeise“. Die großen Eisberge dagegen, die im Sommer auf dem Atlantischen Ozean südwärts treiben, bestehen nicht aus salzigem Meereis, sondern aus süßem Schneeeis und sind die losgebrochenen Enden großer, in das Meer sich vorschiebender Gletscher (S. 47).

Die Meeresströmungen. Die fortwährende Abkühlung des Meerwassers in den Polarregionen in Verbindung mit der Erwärmung der Meeresoberfläche in der Äquatorialregion hat einen ununterbrochenen Austausch des Meerwassers zur Folge. Dieser Austausch vollzieht sich sehr langsam und die raschfließenden Strömungen der Meeresoberfläche können nicht auf diesen Austausch von Warmwasser und Kaltwasser zurückgeführt werden.

Die raschen Oberflächenströmungen werden von den Winden hervorgebracht; die Äquatorialströmung, welche im Atlantischen und Indo-pazifischen Ozean beständig von Osten nach Westen fließt, ist eine Folge der Passatwinde. Auch der Golfstrom entspringt aus der Äquatorialströmung.

Der Golfstrom zieht als verhältnismäßig schmaler, höchstens 30° C warmer Strom von Florida nach Norden, folgt dann der nordamerikanischen Küste in nordöstlicher Richtung und erstreckt sich bis an die Westküste Europas. Diesen Weg von Florida bis Europa legt der Golfstrom in etwa 5½ Monaten zurück, er fließt als „Golfstrom-Drift“ der europäischen Küste entlang nach Norden, vorbei an Norwegen und führt Warmwasser an Spitzbergen vorbei in das Polarmeer. Der warme Golfstrom, der an die norwegische Küste Treibhölzer mexikanischer Herkunft wirft, ist die Ursache des milden Klimas Norwegens, wo noch bis 64° nördlicher Breite Weizen gebaut werden kann und die Kirsche noch unter dem Polarkreise reift, während in denselben Breiten in Nordamerika ein reines Polarklima herrscht. Der Golfstrom hält auch die von Grönland herabtreibenden Eisberge von der europäischen Küste ab, während an der Ostküste Nordamerikas die Eisberge noch in einer Breite anzutreffen sind, die ungefähr jener von Madrid, Neapel und Konstantinopel entspricht.

Während der nördliche Teil des Golfstromes gegen Nordosten abfließt, biegt der südliche an der portugiesischen Küste nach Süden ab und fließt zwischen den Azoren und Afrika wieder in den Äquatorialstrom zurück, von dem der Golfstrom seinen Ursprung nimmt. Auf diese Weise entsteht zwischen den Kanarischen Inseln und Westindien eine weite, ruhige Meeresfläche, die ringsum von Meeresströmungen begrenzt ist; in dieser ruhigen See häufen sich riesige Tangmassen an, die der Art *Sargassum bacciferum* angehören, weshalb dieses Gebiet die Sargassosee genannt wird, bekannt durch die Entdeckungsfahrt von Columbus, der am 16. September 1492 das Sargassomeer erreichte.

Das warme Golfstromwasser ist tiefblau gefärbt und unterscheidet sich also schon durch die Färbung von dem kälteren grünen Wasser. Die Geschwindigkeit der Strömung ist je nach den Jahreszeiten verschieden; Ende August und Anfang September ist sie am größten.

Während der Golfstrom längs der europäischen Küste warmes Wasser in das Polarmeer bringt, fließt aus Nordasien über die Nordpolarregion ein kalter Meeresstrom bis an die grönländische Küste, wo statt der mexikanischen Treibhölzer wie in Norwegen Stämme der nordsibirischen Lärche und Fichtenhölzer angetrieben werden

Zweiter Abschnitt.

Der Aufbau der Erdrinde.

Die vulkanischen Erscheinungen.

Der Vesuv als Beispiel eines tätigen Vulkans.

Die Geschichte des Vesuvs. Der einzige noch tätige Vulkan des europäischen Festlandes, der Vesuv, war im Altertume bis zum Jahre 79 n. Chr. vollständig erloschen; die ersten Anzeichen seines Wiedererwachens waren heftige Erdbeben im Jahre 63 n. Chr., die einen Teil von Pompeji in Trümmer legten (Fig. 5).

Der Vesuv besteht aus zwei Aschenkegeln: aus einem älteren und größeren, von dem nur mehr die nördliche Hälfte vorhanden ist — die Somma — und einem jüngeren, noch tätigen, aber kleineren Aschenkegel. Die Somma ist viel niedriger als der Vesuvkegel (1137 m), während die Höhe des letzteren beträchtlich schwankt. Anfangs 1906 war der Kegel 1301 m hoch, ist aber bei dem großen Ausbruche im April desselben Jahres auf etwa 1200 m erniedrigt worden. Der heute noch tätige Krater bestand schon vor dem Ausbruche im Jahre 79 n. Chr., wie ein in Pompeji aufgefundenes Wandgemälde beweist (Fig. 6).

Seit dem Jahre 79 haben Perioden der Ruhe mit solchen erhöhter Tätigkeit, die sich bis zu gewaltigen Ausbruchskatastrophen steigerten, wiederholt gewechselt. Vom 12. bis zum 18. Jahrhundert war der Vesuv fast ganz ruhig; die Somma war bewaldet, in dem Tale zwischen der Somma und dem Vesuvkegel, dem Atrium (oder Atrio del Cavallo), ja sogar im Kraterschlund standen alte Bäume.

Am Ende des Jahres 1631 trat die heftigste Eruption ein, von der wir Kenntnis besitzen, und seit dieser Zeit ist der Vesuv nicht wieder zur Ruhe gekommen. Große Ausbruchskatastrophen fallen in die Jahre 1794, 1822, 1872 und 1906.

Der Bau des Vesuvs. Die Hauptmasse des ganzen Berges besteht aus vulkanischer Asche, vermischt mit größerem Sand, haselnußgroßen bis walnußgroßen

Lavastücken, den Lapilli oder Rapilli, und mit größeren Steinen, den Bomben und Lavablöcken. Dieses ganze Gesteinsmaterial ist nichts anderes als Lava, die bei den heftigen Dampfexplosionen im Kraterschlott zu feiner Asche oder

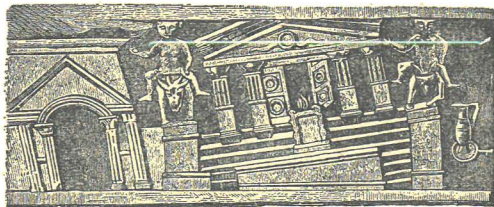


Fig. 5. Antikes Relief von einem römischen Votivaltar, den Einsturz eines Tempels auf dem Forum in Pompeji bei dem Erdbeben im Jahre 63 n. Chr. darstellend. (Nach de Rossi.)

größerem „Sand“ zerstäubt, in die Luft geblasen und weithin vertragen wird; größere Trümmer von Lava fallen als Lapilli herab, noch größere glühende Lavafetzen werden während ihres Fluges in der Luft wie eine Omelette zusammengerollt und fallen dann entweder wieder in den Schlund zurück oder werden als Bomben über den Krater-
rand hinausgeworfen (Fig. 7). Bei heftigen Explosionen werden auch große Blöcke herausgeschleudert (Fig. 8).

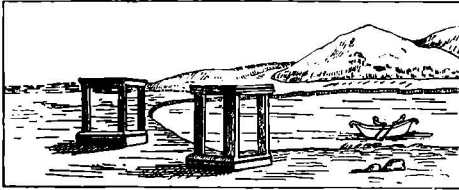


Fig. 6. Der Vesuv mit der Somma und dem jüngeren Kegel,

von Neapel aus gesehen; aus der Zeit vor der Zerstörung Pompejis. Nach einem pompejanischen Wandgemälde. (Aus „Pitture d'Ercolano e dintorni“.)

Kraters, so stürzt der Lavastrom in das Atrium hinab, kann aber nicht gegen die am Nordfuß des Vesuvs liegenden Ortschaften abfließen, weil die Somma einen Schutzwall bildet. Ebenso ist auch das Observatorium keiner Gefahr durch Lavaströme ausgesetzt, da es auf einem der Somma angehörenden Hügel steht. Da aber den auf der Südseite des Vesuvs herabfließenden Lavaströmen keine Hindernisse entgegenstehen, so können sie bis an den Fuß des Berges und bis ans Meer gelangen; solche Ströme waren es, die

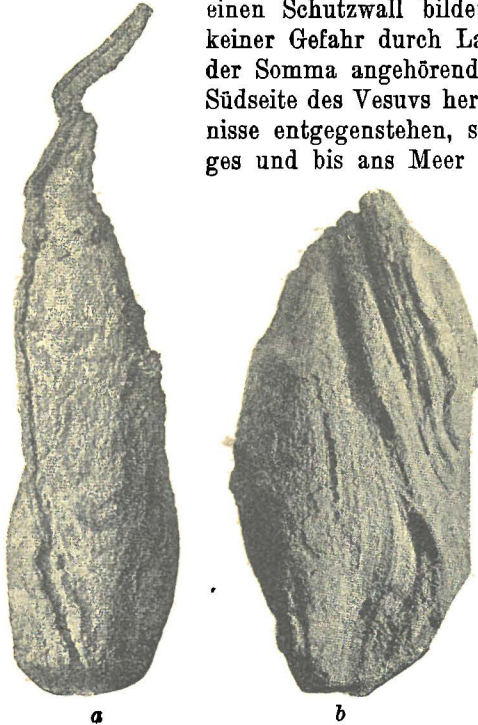


Fig. 7. Zwei vulkanische Bomben von der Insel Teneriffa.

a in $\frac{1}{6}$, b in $\frac{1}{2}$ der nat. Gr. (Nach F. Berwerth)

Durch die Explosionen im Inneren des Berges entstehen zahlreiche Spalten und Risse, die radial vom Vulkanschlot ausstrahlen (Fig. 9). Durch diese Spalten und Risse tritt die Lava in glühendflüssigem Zustande aus, zuerst weißleuchtend, dann rotglühend. Öffnet sich eine solche Spalte am Nordabhange des heute tätigen

Kraters, so stürzt der Lavastrom in das Atrium hinab, kann aber nicht gegen die am Nordfuß des Vesuvs liegenden Ortschaften abfließen, weil die Somma einen Schutzwall bildet. Ebenso ist auch das Observatorium keiner Gefahr durch Lavaströme ausgesetzt, da es auf einem der Somma angehörenden Hügel steht. Da aber den auf der Südseite des Vesuvs herabfließenden Lavaströmen keine Hindernisse entgegenstehen, so können sie bis an den Fuß des Berges und bis ans Meer gelangen; solche Ströme waren es, die im April 1906 Bosco-tre-Case zerstörten und erst am Kirchhofe von Torre d'Anunziata Halt machten.

Die Lavaströme des Vesuvs erkalten an ihrer Oberfläche sehr rasch, bleiben aber im Innern noch lange glühend. Obwohl sie durch und durch erstarrt scheinen, bewegt sich die Lava doch verhältnismäßig rasch vorwärts; an der Stirne des Stromes hört man ein ununterbrochenes Klirren und Krachen, da der nachrückende Glutstrom die erstarrte Rinde zersprengt und sich über sie wegwälzt. In der Nacht bezeichnet das rasche Aufblitzen einzelner Bäume oder Häuser, die vom Lavastrome erreicht wurden, den Weg des von einer starren Kruste eingehüllten Glutstromes.

An zahlreichen Stellen steigen aus einem erhaltenden Lavastrome

Dämpfe, die Fumarolen, auf. Solche Gas- und Dampfausströmungen werden, wenn Kohlensäure vorwiegt, Mofetten, wenn Schwefeldämpfe vorherrschen,

Solfataren genannt. Die Dampfausströmungen halten noch sehr lange Zeit an, selbst dann, wenn der Vulkan keine anderen Zeichen seiner Tätigkeit mehr gibt. Fumarolen sind daher auch an halberloschenen Vulkanen noch zu beobachten.

Die meisten Fumarolen entsenden Wasserdampf, der mit Dämpfen von schwefliger Säure, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure, Salzsäure usf. vermischt ist. Aus den Dämpfen scheiden sich Verbindungen ab, die sich an den Rändern der Fumarolen sublimieren. Derartige Sublimationsprodukte sind

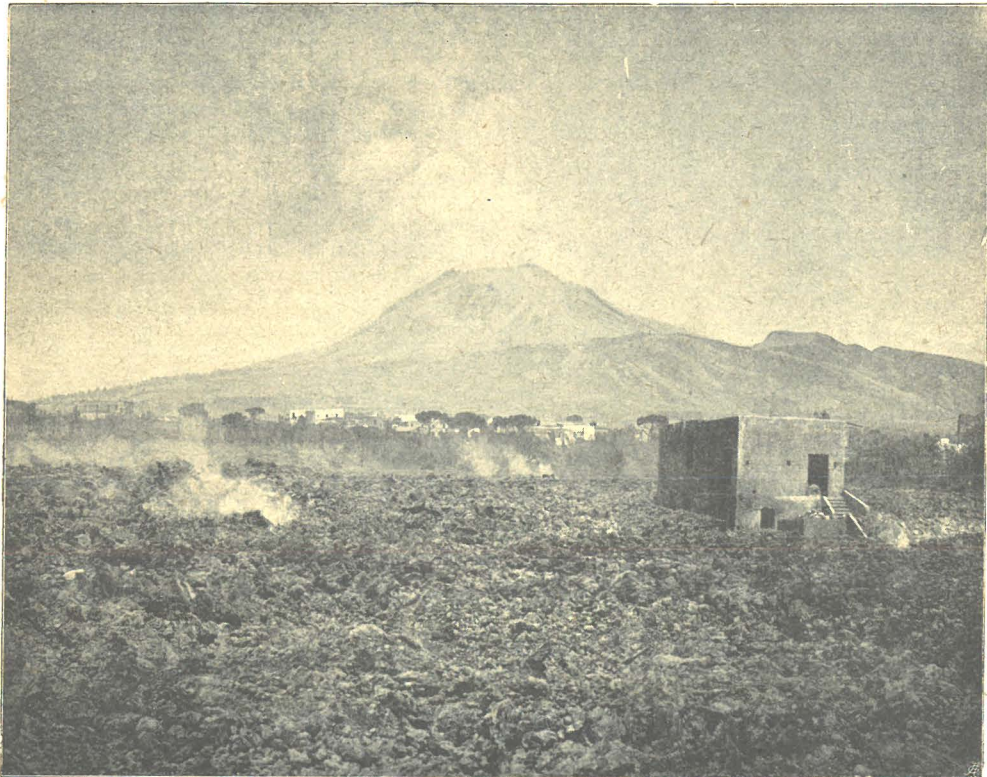


Fig. 8. Der Ausbruch des Vesuvs im April 1906.

Teilweise Zerstörung der Ortschaft Bosco-Trecase durch einen Lavastrom
(Nach einer Photographie von Sommer in Neapel.)

Schwefel, Salmiak, Alaun, Borsäure, Kochsalz, Eisenchlorid, Kupferchlorid, Bleichlorid usf. Das grellgelbe Eisenchlorid wird am Vesuv als Schwefel an unwissende Fremde verkauft, denen die rasche Zersetzung der Verbindung in der Regel eine schwere Enttäuschung bereitet. Auch an den Wänden des Kraters selbst sieht man das leuchtende Gelb des sublimierten Eisenchlorids, welches bei der Zersetzung mit Wasserdampf in Salzsäure und Eisenoxyd zerfällt; das letztere überzieht dann in Gestalt zarter Eisenglanzkrystalle die Spaltenwände in der Nähe der Fumarolen.

Der Verlauf eines Vesuvausbruches. In der Regel wird der Beginn einer großen Eruption durch vorausgehende Erdbeben angezeigt und eingeleitet. Dasselbe war am 12. Juni 1794 der Fall, als die Bewohner Neapels durch ein

heftiges Erdbeben erschreckt wurden. Über die darauffolgende Eruption, eine der bedeutendsten in historischer Zeit, liegt folgender Bericht vor:

„Der Boden in der ganzen Ebene Kampaniens schwankte wie flüssige Wellen von Morgen nach Abend. Die Neapolitaner stürzten aus den Häusern auf die großen Plätze des Palazzo Reale, del Mercato, delle Pigne. Sie glaubten im nächsten Augenblicke ihre Häuser zu Boden geworfen und angstvoll erwarteten sie im Freien den Morgen, Kalabriens Schicksal befürchtend. Als ihnen aber die Sonne hell aufging und sie den Vulkan in der gewohnten Ruhe erblickten, glaubten sie den Ruin der südlichen Provinzen des Reiches befürchten zu müssen, und leiteten von dorthier die Erscheinungen der Nacht. Aber nicht lange währte ihr Irrtum. Drei Tage darauf, am 15. Juni um 11 Uhr in der Nacht, erbebt die Erde von neuem; es war nicht mehr ein wellenförmiges Schwanken wie vorher, es war ein unregelmäßiger Stoß, der die Gebäude zerriß, die Fenster klirrend erschütterte und gewaltsam die inneren Gerätschaften durcheinanderstürzte. Und sogleich erhellten rote Flammen und leuchtende Dämpfe den Himmel.

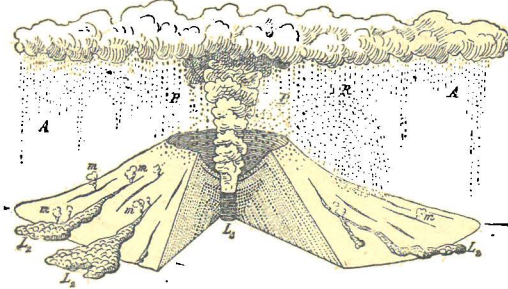


Fig. 9. Schematische Darstellung eines vulkanischen Ausbruches.

Der Aschenkegel ist aus Lagen von vulkanischer Asche, Sand, Lapilli und in der Nähe des Kraterschlundes aus Bomben aufgebaut. Aus dem Schlund steigt eine Dampf- und Aschewolke, die sich oben in Pinienform ausbreitet; aus ihr fallen Bomben (B), Lapilli (L) und in weiterer Entfernung von der Esse Asche (A) nieder. Die im Kraterschlund stehende Lava (L₁) tritt durch einzelne Radialspalten als Lavaström (L₂) an die Oberfläche; aus der erstarrenden Lava und aus den Spalten des Kegels steigen Fumarolen (m) auf. (Originalzeichnung.)

achtete ihres Angstgeschreies nicht, es sprangen immer neue Öffnungen auf und mit gleichem Lärme und gleicher Gewalt stürzte daraus die Lava hervor. Rauch, Flammen, Dampf erhoben sich zu ungeheuren Höhen jenseits der Wolken und verbreiteten sich dann auf den Seiten in Form einer unermeßlichen Pinie, wie zu Plinius' Zeiten.

„Nach Mitternacht verlor sich dieses unausgesetzte fürchterlich dumpfe Getöse, mit ihm die stete Erschütterung und das Schwanken des Berges; die Lava brach jetzt stoßweise aus den Öffnungen hervor, aber in schnell hintereinander sich folgenden Stößen mit donnerähnlichem Knalle. Die sie so gewaltsam und tobend hervorstoßenden elastischen Mächte schleuderten unzählige große Felsstücke zu erstaunlicher Höhe hinauf in die Luft, und neue Flammen und schwarze Rauchwolken folgten diesen zertrümmerten Felsen.

„Nach und nach folgten die Stöße seltener hintereinander, aber ihre Kraft verdoppelte sich, und zuletzt schien der ganze Berg nur eine Batterie gleichzeitig abgeschossener Artilleriestücke zu sein. Und während dieses gewaltsamen Donnerns, schon nach Mitternacht, sah man auch die jenseits des Vulkans gelegene Atmosphäre erleuchtet. Die Lava, ungeachtet der Verwüstungen auf dieser Seite des Berges, sprengte auch den jenseitigen Abhang noch tiefer am Berge herab und weiter vom Gipfel und stürzte mit Gewalt aus der Öffnung in eine weite Schlucht, welche schon ältere Laven verwüstet hatten, gegen Mauro hinab. Sie wütete in den Waldungen am Ausgange des Tales, verbreitete sich auf der weniger sich

neigenden Fläche, fing dann langsamer zu fließen an, und nach drei Tagen erstarrte sie gänzlich, ohne Wohnungen erreichen zu können.

„Nicht so die donnernde Lava gegen Neapel. Sie stürzte schnell und mächtig vom Abhange herab. Jede Explosion aus den Kratern drängte eine neue Masse von Lava herauf, die, sich dem Strome zuwerfend, ihm neue Kraft und Stärke zu geben schien. Die Hälfte der Einwohner von Resina, Portici, Torre del Greco starb mit fürchterlich ängstlicher Erwartung auf jede kleine Bewegung des Feuerstromes, dessen Richtung bald diesen, bald jenen Ort zu bedrohen schien; die andere Hälfte lag hingeworfen vor den Altären, sich Rettung vor der schrecklichen Lava zu erheben. Plötzlich richtete die ganze Masse ihren Lauf genau auf Resina und Portici zu. Alles Lebendige in Torre del Greco stürzte in die Kirchen, dem Himmel für die geträumte Rettung zu danken; in ihrer unmäßigen Freude vergaßen sie den dann notwendigen Untergang ihrer Nachbarn. Aber ein tiefer Graben stellte sich dem Laufe der Lava entgegen, sie folgt seiner Richtung und er öffnet sich auf der Höhe über das unglückliche, sich gerettet glaubende Torre del Greco. Mit neuer Wut fällt der Strom den steileren Abhang hinab. Ertrennt sich nicht mehr und mit 2000 Fuß Breite erreicht er die blühende Stadt. Im nächsten Augenblicke suchen 18.000 Menschen Schutz auf dem Meere. Noch ehe sie das Ufer verlassen, sehen sie



Fig. 10. Der Ausbruch des Vesuv am 13. April 1906, von Osten aus gesehen. Der Berg ist ganz mit hellgrauer, frischgefallener Asche bedeckt.

über den eingestürzten Dächern der Häuser aus der Mitte der Lava hervor sich dicke schwarze Rauchsäulen erheben und große Flammen wie Blitze. Paläste und Kirchen stürzten krachend zusammen und fürchterlich donnerte dazwischen der Berg.

„Um 11 Uhr in der Nacht brach die Lava aus dem Innern hervor, und schon um 5 Uhr morgens war Torre del Greco nicht mehr. In 6 Stunden hatte die glühende Masse 4 italienische Meilen durchlaufen, eine noch nie erhörte Geschwindigkeit in der Geschichte des Berges. Das große Meer vermochte es kaum, der Lava Grenzen zu setzen. Mächtig wälzte sich der obere Teil, indem der untere im Wasser erstarrte, über den erkalteten weg. Weit umher siedete das Wasser und gekochte Fische in unglaublicher Menge bedeckten die Fläche.

„Mitten unter diesen Verwüstungen brach der neue Tag an. Man sah die aus den Kratern sich hebenden Flammen nicht mehr, aber auch den Berg nicht. Eine schwarze, fest scheinende Wolke lagerte sich um ihn herum und verbreitete sich nach und nach wie ein finsterer Flor über den Golf und das Meer. Unaufhörlich fiel in Neapel und in der Gegend ein feiner Aschenregen herab und bedeckte alle Pflanzen und Bäume, alle Häuser und Straßen. Die Sonne erhob sich strahlenlos und ohne Glanz, und kaum war die Helle des Tages dem schwachen Lichte der Morgenröte vergleichbar. Ein unbedeckter Streif am äußersten westlichen Horizont ließ doppelt die Menschen empfinden, wie sie in Finsternis eingehüllt waren.

„Die Asche fiel um so stärker und häufiger, je näher am Berge. Als sie eine Linie hoch die Straßen von Neapel bedeckte, lagen fünf Linien in Portici, neun Linien in Resina und fünfzehn Linien in der Nähe der Lava. In Neapel war es schwarzer, feiner Staub, näher dem Vulkane zu ein feiner Sand mit erkennbaren Teilen und auf dem Vesuv waren Rapilli, kleine Steintrümmer, gefallen.

„An vielen Orten war die Lava geborsten; aus deren Innerem erhob sich ein heftiger, widriger, kochsalzgesäuerter Dampf und man sah helleuchtende Flammen zu beiden Seiten der Spalten. Man hörte ein unaufhörliches, entfernt scheinendes Donnern und schnelle Blitze im schwarzen, vom Berge sich herabwälzenden Regen erhellten die finstere Nacht. Man sah, daß diese gewaltige Masse aus dem großen Krater auf dem Gipfel des Berges hervorgewälzt wurde. Man sah, wie sich eine ungeheure, dichte, rund gestaltete Wolke aus dem Inneren erhob, wie sie sich aufzublähen schien, je höher sie stieg. Große, zu schwere Felsstücke fielen in fortgesetztem Regen senkrecht von ihren Rändern wieder in den Abgrund hinab. Eine neue Wolke folgte der ersten schnell mit gleicher Erscheinung und so unzählige hintereinander bis zu unabsehbaren Höhen. . . . Wenige Stunden darauf hatte die Asche wieder den ganzen Himmel bedeckt und Tag und Nacht waren, wie vorher, durch keine Grenze geschieden.

„Man hatte am Tage einige schwache Erschütterungen bemerkt. In der Nacht, um 2 Uhr, am 18., erschreckte ein neuer heftiger Stoß die für kleine Phänomene durch das Furchtbare der vorigen Tage nicht mehr empfänglichen Menschen. Man empfand ihn vorzüglich in Portici, Resina und anderen dem Berge nahegelegenen Orten. Und beim Anbruche des weniger durch die Asche verhüllten Tages sah man mit Erstaunen, daß der Gipfel des Vulkans eingestürzt war; statt der vorigen Spitze sah man ihn schief abgestumpft gegen das Meer. Die unaufhörlichen Aschenausbrüche hatten so sehr das Innere des Berges erschöpft, daß er den Gipfel nicht mehr zu unterstützen vermochte. Die ganze Masse fiel im Krater zusammen.

„Ein heftiger Ostwind führte die aus dem Krater sich erhebende Aschenmasse von der Meerseite weg und mit doppelter Wut stürzte sie auf Somma, Ottajano, Nola, Caserta herab. Bis in das Apenninengebirge herein war tiefe Nacht. Der ganze Vesuv schien sich in Staub herabstürzen zu wollen. Wolkenbrüche vermischten sich in der Luft mit der Asche und die Masse fiel wie ein zäher Teig über die Gegend. Fest umgab er die zartesten Zweige der Pflanzen und Bäume und alle Pflanzungen dieses fruchtbaren Striches erlagen unter der unerträglichen Last. Viele Dächer in den Orten stürzten zusammen und die Einwohner sahen sich genötigt, ihr Leben durch schnelle Flucht in das Gebirge zu retten. Auf diese Art fielen einst Pompeji und Herculaneum.

„Am 24. und noch mehr am 26. fiel wieder mehr Asche auf die Seite gegen Neapel, aber als die Einwohner sie erblickten, erhoben sie ein Freudengeschrei; denn sie war nicht mehr dunkelgrau oder schwarz wie bisher, sondern hellgrau und zuletzt beinahe ganz weiß. Die Erfahrung aller Eruptionen hatte gelehrt, daß dies der letzte Bodensatz im gärenden Inneren des Berges sei und daß mit ihm die ganze Eruption gewöhnlich endigte. Und man betrog sich auch diesmal nicht. Von nun an rauchte der Vesuv fast nur allein. Asche fiel nur noch an einigen Tagen und mit dem 8. Juli kehrte Heiterkeit in das glückliche Klima Neapels zurück.“ (Aus dem Berichte von Leopold von Buch.)

Die Verheerungen, die durch die Ausbrüche des Vesuvs bewirkt werden, sind zweierlei Art: erstens Zerstörungen durch die glühenden Lavaströme und zweitens Zerstörungen

durch Stein- und Aschenfall. Die nördlich vom Vesuv gelegenen Ortschaften Ottajano und San Giuseppe haben im April 1906 ausschließlich durch den Stein- und Aschenfall gelitten, da die flachen Dächer die Last nicht tragen konnten und einbrachen, ganz ebenso wie dies bei der Verschüttung von Pompeji, Herculaneum und Stabiae der Fall war, die unter ungeheuren Stein- und Aschenmassen begraben wurden.

Bei dem letzten Vesuvausbruche im April 1906 wurden nach einer Schätzung ungefähr 35 Millionen Kubikmeter Asche und Steine aus dem Krater ausgeworfen (Fig. 10).

Die wichtigsten tätigen Vulkane.

Auf der ganzen Erdoberfläche sind etwa 350—360 Vulkane tätig; drei Viertel derselben gehören dem Gebiete des Stillen Ozeans an. An der Westküste Süd- und Nordamerikas

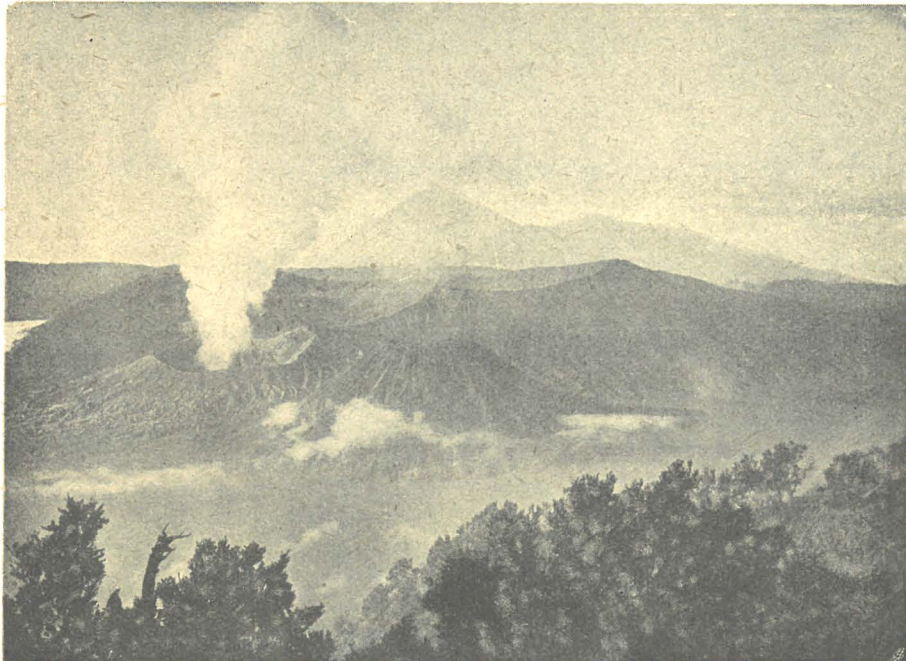


Fig. 11. Tätige Vulkane im Tenggergebirge auf Java.

steht eine lange Reihe von Vulkanen, darunter riesige Berge wie der Cotopaxi in Ecuador (5943 m hoch). Von Alaska an zieht über die Aleuten eine Kette von Vulkanbergen gegen Kamtschatka, findet ihre Fortsetzung in den Kurilen und den Japanischen Inseln und zieht über die Philippinen in den indomalaiischen Archipel, wo die Sundainseln einen zweiten, von Westen nach Osten ziehenden vulkanischen Bogen bilden. Die Mehrzahl der Inseln des Stillen Ozeans sind vulkanischer Natur, aber viele dieser Vulkane sind erloschen.

Am 27. August 1883 erfolgte auf der im Westen Sumatras liegenden Insel Krakatau die heftigste Eruption, von welcher wir Kenntnis besitzen. Eine Sturzwelle von enormer Höhe überflutete die Küsten von Java und Sumatra; die durch die Explosion des Kraters entstandene Luftwelle lief über die ganze Erde hin mit einer Geschwindigkeit von 1000 km in der Stunde, und zwar umkreiste sie dreimal die ganze Erde. Der Knall der Explosion wurde auf eine Entfernung von 3400 km gehört. Hätte die Explosion in Wien stattgefunden, so

wäre der Donner bis zum Aralsee, der Euphratmündung, in der Sahara, in Ostgrönland, Spitzbergen und Nowaja Semlja gehört worden.

Die in die Luft geschleuderten Massen dürften 18 km^3 betragen haben. Gegen Ende November 1883 traten in Europa herrliche Dämmerungserscheinungen auf; lange nach Sonnenuntergang war der westliche Himmel noch gerötet. Die Ursache dieser Dämmerungserscheinungen war die wahrscheinlich bis in eine Höhe von $60.000\text{--}70.000 \text{ m}$ emporgeworfene Asche des Krakatau, die erst nach mehreren Monaten zur Erde niederfiel.



Fig. 12. Die erloschenen Vulkane des Albanergebirges bei Rom.

(Maßstab 1 : 125 000.)

Nirgends drängen sich Vulkane in so großer Zahl auf so kleinem Raume zusammen wie auf Java. Ihre Höhe schwankt zwischen 2000 und 3800 m (Fig. 11).

Unter den Vulkanen Japans ist der 3780 m hohe Fuji zu nennen, aus welchem im Jahre 1707 ein gewaltiger Aschenausbruch stattfand.

Auf der Insel Hawaii sind riesige Krater (Mauna Loa, Kilauea) vorhanden, die sich von den Aschenkegeln, zu denen der Vesuv gehört, durchaus unterscheiden. Es sind flache, schildförmige Krater, in deren Mitte glühende Lavaseen stehen; Aschen, Lapilli und Bomben fehlen fast vollständig.

Während der Vesuv der einzige tätige Vulkan des europäischen Festlandes ist, sind auf verschiedenen Inseln des Mittelmeeres tätige Vulkane vor-

handen. Der höchste unter ihnen ist der Ätna (3313 m); sein Krater entsendet niemals Lava, da der Seitendruck der im Schlot aufsteigenden Lava so groß ist, daß die Flanken des Berges zerreißen und die glühende Lava austreten lassen. Auf diese Weise sind die Monti Rossi bei Nicolosi im Jahre 1669 entstanden. Bei einem solchen Flankenausbrüche der Lava bildet sich um die Austrittsstelle, der sogenannten Bocca, ein kleiner „parasitischer Krater“; am Ätna sind etwa 900 solcher kleiner Krater zu zählen.

Nördlich von Sizilien erstrecken sich die Liparischen Inseln, eine Reihe von Vulkanbergen. Der bekannteste unter ihnen ist der Stromboli (etwa 900 m hoch), der „Leuchtturm des Mittelmeeres“. Seine Tätigkeit ist in hohem Maße durch den wechselnden Luftdruck beeinflusst; bei niederem Barometerstande sind die Eruptionen häufiger und eine stärkere Rauchwolke wird seit Jahrhunderten als Vorbote schlechten Wetters angesehen.

Erloschene Vulkane.

Im Westen Neapels erstreckt sich, durch den Posilippo, den Golf von Pozzuoli und das Kap Misenum im Süden begrenzt, das Gebiet der Phlegräischen Felder. Ein durch und durch vulkanisches Gebiet, ist es seit dem Jahre 1538 nicht mehr von Eruptionen heimgesucht worden. Überall herrschen lose vul-

A bel, Allgem. Geologie f. d. VIII. Realgymn.-Kl.



Fig. 13. Die Doppelreihe der tertiären Vulkane der Auvergne in Mittelfrankreich.
(Vom Gipfel des Puy de Dôme bei Clermont-Ferrand aus gesehen.)

kanische Auswurfsprodukte (Aschen, Lapilli, Bomben) vor, während Lavaströme ganz zurücktreten.

Die Solfatara bei Pozzuoli ist ein kleiner, etwa 500 m weiter Krater; an verschiedenen Stellen des Kraterbodens entweichen Dämpfe von Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure und stellenweise kommt Schwefel zum Absatz. Zwischen diesen Stellen wuchern Lorbeer-bäume und Erdbeer-bäume.

Während die ausströmenden Schwefeldämpfe die letzten Spuren der Tätigkeit dieses Vulkans darstellen, sind an einer anderen, östlich von der Solfatara liegenden Stelle, der

A

B

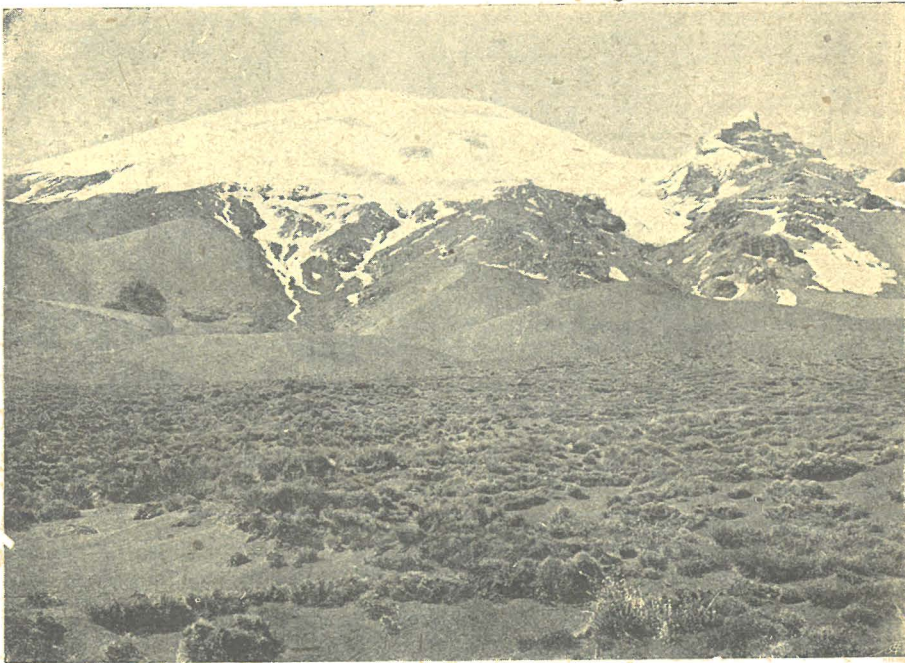


Fig. 14. Der Popocatepetl in Mexiko.

(5420 m hoch, seit dem Ende des 17. Jahrhunderts erloschen.) A Der Gipfelkrater, B Rest der „Somma“.
(Nach Karsten und Schenck.)

„Hundsgrotte“, Ausströmungen von Kohlensäure („Mofetten“) zu beobachten. Westlich von Pozzuoli an der Straße nach Bajae entspringen heiße Quellen, die „Thermen des Nero“.

Andere Vulkane sind völlig erloschen und ihr Kraterboden ist von Seen erfüllt wie der Averner See; der See von Agnano liegt jetzt trocken.

Im Jahre 1538 wurde der 139 m hohe Monte Nuovo (zwischen Pozzuoli und Bajae) in wenigen Tagen aufgeschüttet. Dieser Ausbruch fällt in die Ruheperiode des Vesuvs vom 12. bis zum 17. Jahrhundert. Überhaupt scheinen die Vulkane der Phlegräischen Felder stets in Ruhepausen des Vesuvs tätig gewesen zu sein; auch während des letzten Ausbruchs der Solfatara (1198) war der Vesuv ruhig.

Das berühmteste unter den erloschenen Vulkangebieten Italiens ist das Albanergebirge. Der Albanersee ist ein großer Kratersee, ebenso der Kleine See von Nemi; der See von Ariccia liegt jetzt trocken. Diese drei Krater liegen in einer Lücke eines weiten alten Ringwalles, der im Südwesten offen ist; sein Durchmesser beträgt 18 km und in seiner Mitte erhebt sich ein alter Vulkan, der Albanerberg. Das Innere dieses Kraters, das sogenannte Lager Hannibals, war in vorhistorischer Zeit von einem See erfüllt (Fig. 12).

Die Lavaströme des Albanergebirges haben sich in vorhistorischer Zeit bis in die Gegend von Rom vorgeschoben; die Stirne eines Stromes reicht bis an die Via Appia unweit des Grabmals der Caecilia Metella heran.

In Mittelfrankreich, in der Auvergne, erhebt sich eine ganze Reihe erloschener Vulkane. Einzelne von ihnen, wie der Mont Doré, werden über 1800 *m* hoch, die meisten sind aber klein und stehen in einer nordsüdlich verlaufenden Doppelreihe, etwa 40 an Zahl. Einzelne Krater sind von Seen ausgefüllt. Infolge des hohen Alters dieser Vulkane sind bei einigen die Aschenkegel bereits verschwunden und der alte Kern bloßgelegt (Fig. 13).

Unter den größeren erloschenen Vulkanen ist vor allem der Kilimandscharo (6130 *m*) zu nennen. Der Gipfel ist schneebedeckt; aus dem erloschenen Krater tritt durch eine Lücke ein Gletscher aus.

Der 5420 *m* hohe Popocatepetl in Mexiko ruht seit dem 17. Jahrhundert. Er ist aus losem Auswurfmaterial aufgebaut wie der Vesuv und wie dieser besitzt er Reste einer Somma, während der Gipfelkrater exzentrisch liegt (Fig. 14).

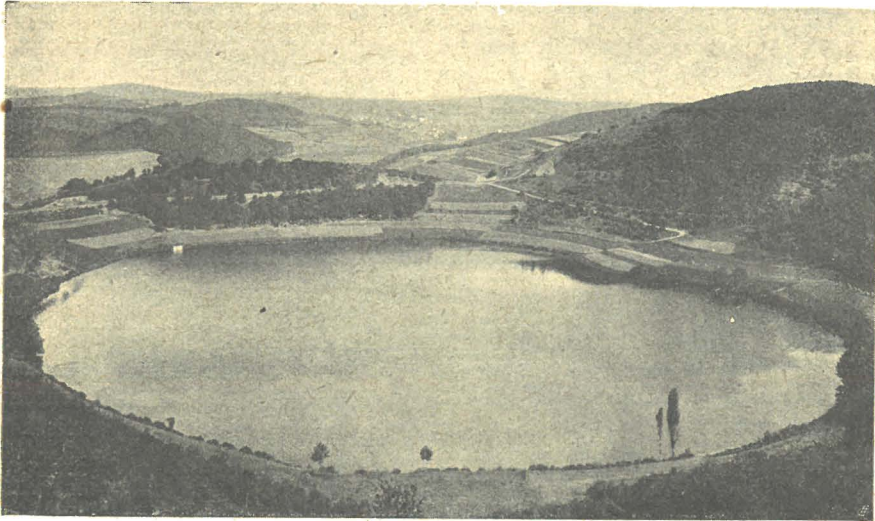


Fig. 15. Maare in der Eifel: Gemündener Maar und Daun.

(Nach einer Photographie aus dem geogr. Institut der Universität, Wien.)

Einzelne erloschene Vulkane Asiens erreichen gleichfalls bedeutende Höhen. Der Große Ararat ist 5604 *m* hoch; er war noch im 15. Jahrhundert tätig. Der Kaukasus ist von zwei mächtigen erloschenen Kratern gekrönt, dem Elbrus (5660 *m*) und Kasbek (5043 *m*).

In Mitteleuropa ist ein kleiner Vulkan aus der Tertiärzeit bei Eger in Böhmen erhalten, der Kammerbühl (Fig. 193, p. 195), welcher als Modell eines kleinen Aschenvulkans mit einem Lavastrome gelten kann. In den Sudetenländern sind der Rautenberg, der Köhlerberg und ein kleiner Berg bei Messendorf erloschene Vulkane. Am Innenrande der Karpathen sind tertiäre, bereits stark zerstörte Vulkane in großer Zahl vorhanden; in Siebenbürgen sind einige kleine Krater vorhanden, in denen Solfataren die letzten Spuren vulkanischer Tätigkeit andeuten.

Explosionskrater und Einsturzkrater.

Dampfexplosionen in der festen Erdrinde können die Entstehung von Explosionsröhren veranlassen; am Rande der Schwäbischen Alb zählt man 127

derartige Schußlöcher, welche in einer Länge von 300—900 *m* die Erdrinde durchsetzen und meist von vulkanischen Tuffen, vermengt mit den Trümmern der durchschossenen Gesteine, erfüllt sind. Solche Röhren sind die berühmten Diamantminen in Südafrika; in der Explosionsbreccie von Kimberley (Kimberlit) liegen die Diamanten, deren größter im Jahre 1905 gefunden wurde und 3024 Karat wiegt („Cullinan-Diamant“). Vor kurzem sind auch in der Lüderitzbucht in Deutschsüdwestafrika diamantführende Ablagerungen entdeckt worden, die als umgeschwemmte Explosionsbreccien anzusehen sind.

Bisweilen entstehen durch vulkanische Explosionen weite Einsturzkrater, wie der Rieskessel bei Nördlingen und der Kessel von Steinheim in Württemberg. Im Rieskessel sind vulkanische Auswurfsprodukte vorhanden, sie fehlen aber im Kessel von Steinheim vollständig. Im Eifelgebiete (Rheinlande) sind viele dieser Kessel mit Wasser angefüllt, deren größter der Laacher See ist. Diese Einsturzkrater nennt man „Maare“ (Fig. 15).

Der Rieskessel bei Nördlingen und der Steinheimer Kessel entstanden in der Miozänzeit und waren im Obermiozän von kleinen Seen erfüllt. In den Ablagerungen der Oase von Steinheim, welche von den Säugetieren der Umgebung als Tränke aufgesucht wurde, liegen hunderte dieser Tiere begraben (vgl. das Bild: Die Obermiozän-Oase von Steinheim, Fig. 161, p. 148). Als letzte Spur vulkanischer Tätigkeit ergoß sich eine heiße Quelle in den Steinheimer See, aus welcher Sprudelkalk ausgefällt wurde.

Die Mondkrater.

Der Mond ist auf seiner ganzen Oberfläche mit kleineren und größeren kreisförmigen Vertiefungen bedeckt, welche in den meisten Fällen von Ringwällen umgeben sind. Diese Ringberge erreichen Höhen von 7500 *m* bei einem Durchmesser von weit über 200 *km*. Die von den Ringbergen eingeschlossene kreisförmige Grube ist meistens eben und gegen die angrenzenden Teile der Mondoberfläche bei großen Ringbergen bis zu 3000 *m* vertieft. In der Mitte der eingesenkten Fläche erheben sich kleinere Ringberge oder steile

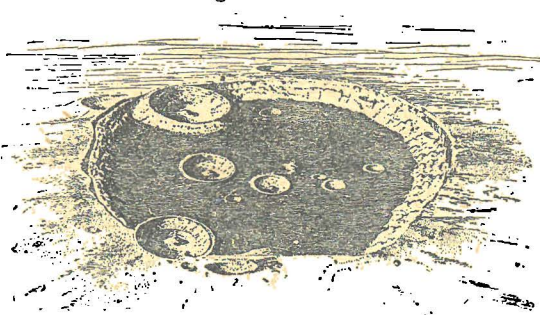


Fig. 16. Der Ringberg „Cuvier“ auf dem Monde.
Durchmesser 228 *km*, Tiefe 3000 *m*.
(Nach G. K. Gilbert.)

Kegel, die häufig im Mittelpunkt der Kreisfläche stehen (Fig. 16).

Mit vulkanischen Aschenkegeln, wie sie der Vesuv oder Ätna oder Popocatepetl und überhaupt die meisten Erdvulkane darstellen, sind diese Ringberge nicht zu vergleichen. Die Aschenkegel zeichnen sich ausnahmslos durch eine breite Basis mit verhältnismäßig sehr kleiner zentraler Krateröffnung aus.

Dagegen haben wir in den Vulkanen der Insel Hawaii weite Krateröffnungen kennen gelernt, die von glühenden Lavaseen erfüllt sind.

Wahrscheinlich handelt es sich bei den meisten Ringbergen des Mondes um riesige erstarrte Lavaseen im Inneren von Explo-



Ma

Fig. 17. Mondlandschaft aus der Mitte der Mondscheibe
zwischen den beiden Kratern Ptolemäus (*Pt*) und Manilius (*Ma*).

(Nach einer Photographie, aufgenommen von Löwy und Puiseux an der Pariser Sternwarte am 6. März 1903.
um 6 Uhr 9 Min. abends.)

ionskratern. Bei der allmählichen Auskühlung der Mondrinde ließ die vulkanische Tätigkeit langsam nach, wie die kleineren Ringberge auf den Ringwällen und im Inneren der Ringberge beweisen. Die steilen Kegel im Innern der erstarren Lavaseen der Mondringberge sind am ehesten mit den freilich weit kleineren Spratzkegeln auf den Lavaströmen des Vesuvs und Ätna zu vergleichen (vgl. S. 54).

Andere kreisförmige und trichterartige Vertiefungen der Mondoberfläche sind wohl auf kleinere Gasexplosionen zurückzuführen, wobei die Lava an der Explosionsstelle trichterförmig einsank (Fig. 17).

Auf der Erdoberfläche besitzen nur die Maare annähernd dieselben Formen wie die weiten Ringgebirge des Mondes. Der Rieskessel bei Nördlingen hat einen Durchmesser von 25 km bei einer Tiefe von 200 m.

Bei den gewaltigen Gasexplosionen auf der Mondoberfläche mußten sich sternförmig vom Explosionszentrum ausstrahlende Risse und Spalten bilden; solche durch helle Farbe gekennzeichnete Spalten sind an einzelnen Mondkratern zu beobachten.

Durch die vulkanischen Ausbrüche gelangten Gase und Dämpfe an die Oberfläche des Mondes. Da aber der Mond heute keine Atmosphäre besitzt, müssen diese Gase von den Gesteinen seiner Rinde reabsorbiert worden sein (vgl. p. 7). Da jedes geschmolzene Gestein eine Menge von Gasen enthält (1 l geschmolzenes Silber kann 22 l Sauerstoff absorbieren), so müssen, nach der zerplatzten und von Explosionen zerrissenen Mondoberfläche zu schließen, große Gasmengen in seine frühere Atmosphäre gelangt sein.

Geiser.

In vulkanischen Gebieten finden sich häufig heiße Springquellen oder Geiser. Die bekanntesten Geiser liegen in Island, im Yellowstonepark (Nationalpark) in Nordamerika und in Neuseeland.

Am Rande einer großen Gletscherwüste Islands liegt der „Große Geiser“ in einem durch und durch vulkanischen Gebiete. Sartorius von Waltershausen schildert einen Ausbruch dieses Geisers (1846) in folgender Weise:

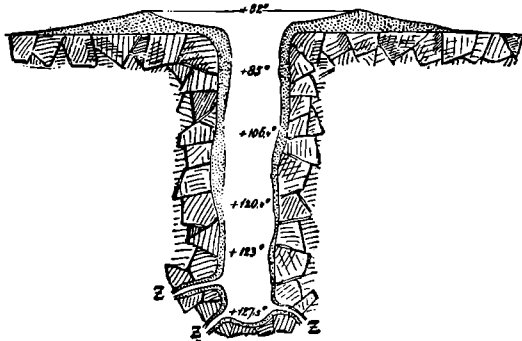


Fig. 18. Schematischer Durchschnitt durch den großen Geiser auf Island.

(Die Zahlen geben die Temperatur der Wassersäule in verschiedenen Tiefen an; Z Zuflußröhren.)

„Der Geiser entsteigt einem Untergrunde von sehr jungen Anschwemmungen und ist durch eine dicke Schicht von Kieselsinter, dem Absatz der Quellen, allmählich umlagert worden. Von horizontalen Schichten dieses Quellenabsatzes hat sich rings um den Geiser in größeren Verhältnissen, in kleineren um die anderen Sprudel, ein flacher Eruptionskegel gebildet, in dessen Mitte eine senkrechte zylindrische Röhre von weiterem oder engerem Durchmesser von der Art eines Brunnens in die Tiefe führt. Der Große Geiser besitzt einen abgestumpften Eruptionskegel von aschgrauer Farbe, er ist gegen Osten unter einem Winkel von 8–10° geböschet, gegen Westen beträgt seine

Neigung nur etwa 7°; in diesen Kegel versenkt sich ein flaches Becken von etwa 17 m Durchmesser, in dessen Mitte das Rohr des Kochbrunnens, mit einem dreimal kleineren Durchmesser von senkrechten Wänden umrahmt, sich 23·5 m in die Tiefe senkt. Daß sich von hier ab verborgene Kanäle weiter verzweigen mögen, ist im höchsten Grade wahrscheinlich. Unter den gewöhnlichen Verhältnissen ist das Becken mit klarem, seegrünem Wasser, welches an der Oberfläche eine Temperatur von 82° C. besitzt, erfüllt und läuft in drei kleinen Abflußrinnen über die

nach Osten gewendete Böschung des Kegels. Nach einiger Zeit vernimmt man unterirdisches Donnern, das, wenn auch viel weniger laut, demjenigen durchaus ähnlich ist, welches die Vulkane während ihrer Ausbrüche von sich geben. Während diese Erscheinung einige Sekunden fort dauert, dann bisweilen nachläßt, um desto stärker wieder zu beginnen, schwillt das Wasser im Becken, es wird nach oben konvex gewölbt, und zugleich steigen große Dampfblasen hervor, welche an der Oberfläche zerplatzen und das Wasser einige Meter hoch emporschleudern. Darauf wird es still, dichter weißer Dampf umhüllt für kurze Zeit das Bassin. In sehr regelmäßigen Zwischenräumen von einer Stunde und 20 bis 30 Minuten wiederholt sich dieselbe Erscheinung einen Tag und auch wohl länger ohne Unterbrechung, bis sie plötzlich einen etwas anderen Charakter annimmt. Dann wird stärkeres Donnern aus der Tiefe vernommen, das Wasser schwillt im Bassin, schlägt hohe Wellen und wirbelt umher, in der Mitte erheben sich gewaltige Dampfblasen, und nach wenigen Augenblicken schießt ein Wasserstrahl, in feinen, blendend weißen Staub gelöst, in die Luft; er hat kaum eine Höhe von 80—100 Fuß erreicht, und seine einzelnen Perlen sind noch nicht im Zurückfallen begriffen, so folgt ein zweiter und dritter höher emporsteigender dem ersten nach. Größere und kleinere Strahlen verbreiten sich nun in allen Richtungen, einige sprühen seitwärts, kürzeren Bogen folgend, andere schießen aber senkrecht empor mit sausendem Zischen, wie die Raketen eines Feuerwerkes, ungeheure Dampfwolken wälzen sich übereinander und verhüllen zum Teil die Wassergarbe; nun noch ein Stoß, ein dumpfer Schlag in der Tiefe, dem ein spitziger, alle anderen an Höhe übertreffender Strahl, auch wohl von Steinen begleitet, nachfolgt, und die ganze Erscheinung stürzt, nachdem sie nur wenige Minuten gedauert, in sich zusammen wie eine phantastische Traumgestalt beim Einbruche des Morgens. Ehe sich noch der dichte Dampf im Winde verzogen hat und das siedende Wasser an den Seiten des Kegels abgelaufen ist, liegt das vorhin ganz mit Wasser erfüllte Bassin trocken, mit aschgrauen Sinterperlen überdeckt, vor dem Auge des herannahenden Beobachters, der im tiefer führenden Röhre fast 2 m unter dem Rande das Wasser ruhig und still wie in jedem anderen Brunnen erblickt.“

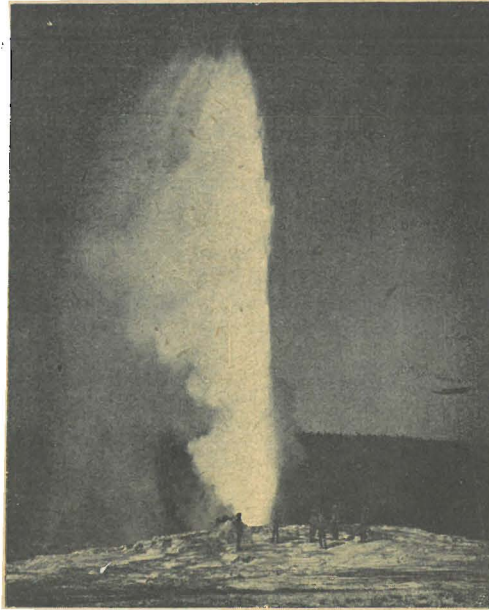


Fig. 19. Ausbruch des Old-Faithfull-Geisers im Yellowstonepark in Nordamerika. (Photographie von Jackson; Geological Survey of U. S. N. A.)

Diese Erscheinungen beruhen auf folgenden Ursachen. Das Wasser geht unter normalem Atmosphärendruck bei 100° in Dampfform über; bei höherem Atmosphärendruck liegt der Siedepunkt höher. Die Wassersäule der Geiserröhre muß also bedeutend höher als 100° erhitzt werden, bis die tiefsten Wasserschichten in Dampf verwandelt werden. Die am Großen Geiser ausgeführten Messungen ergaben am Boden der Röhre eine Wassertemperatur von 127,5°, während das Wasser des Geiserbassins an der Oberfläche nur auf 82° erhitzt war (Fig. 18).

In dem Moment, als der Siedepunkt für die tiefste Partie der Wassersäule erreicht ist, verwandelt sich dieselbe in Dampf; Dampfblasen steigen auf

und zerplatzen an der Oberfläche. Bei jeder solchen Dampfbildung wird aber Wärme verbraucht und es vergeht also wieder eine Weile, bis das Wasser am Boden der Geisersäule in Dampf verwandelt werden kann. Dabei steigt aber die Temperatur der ganzen Wassersäule, die Dampfexplosionen werden immer heftiger und endlich wird der oberste Teil der Wassersäule bei einer solchen Explosion herausgeschleudert. Dadurch wird der Druck auf die unteren Wasserschichten momentan verringert und die ganze Wassersäule verwandelt sich in Dampf: es erfolgt die große Explosion.

Bis das Wasser in der Geiserröhre sich wieder sammelt und auf den Siedepunkt erhitzt ist, vergeht ein bestimmter Zeitraum und daher vollziehen sich die Ausbrüche in regelmäßigen Perioden, die natürlich für jeden Geiser verschieden sind (Fig. 19). Die Ausbrüche des Großen Geisers sind jetzt bedeutend seltener als früher.

Die Abtragung der Erdoberfläche durch Wasser, Eis und Wind.

A. Die Verwitterung

Unter Verwitterung versteht man die lockernden und zerstörenden Vorgänge, welche durch die Sonnenbestrahlung, den Frost, die chemische Tätigkeit des Wassers und durch Lebewesen auf der Erdoberfläche hervorgerufen werden. Selbst Granit- und Gneisfelsen können durch die Verwitterung in hohem Maße zerstört werden; in Brasilien ist der Gneis bis in eine Tiefe von 120 m vollständig zersetzt. Das nackte Gestein tritt erst wieder zutage, wenn die verwitterte Decke durch Wasser, Eis oder Wind abgetragen wird. Lockere und weiche Gesteine unterliegen natürlich der Verwitterung mehr als harte. Daher werden in gefalteten Gebirgen die harten Gesteinsbänke wie ein Skelett aus den weichen Gesteinen herausmodelliert.

Verwitterung durch Sonnenbestrahlung (Insolation).

In Gebieten, wo auf weite Flächen hin die Gesteine nackt zutage liegen, wie in den Wüsten, wird der Boden untermittags sehr stark erwärmt und bei Nacht sehr stark abgekühlt. Im tropischen Westafrika sind innerhalb von 24 Stunden Temperaturunterschiede von 84°, in der Sahara von 45° beobachtet worden.

Infolge der raschen Ausdehnung bei der Erwärmung und der Zusammenziehung bei der Abkühlung entstehen in der Gesteinsoberfläche zahlreiche feine Risse und Sprünge nach Art der Frostrisse, wodurch schließlich das Gestein in unzählige scharfkantige Splitter und Scherben zerfällt.

Das bekannte „Singen“ der Memnonssäulen beruht auf der raschen Ausdehnung der Oberfläche bei der Erwärmung durch die Frühsonnenstrahlen. Die Insolation ist der einzige Faktor, der an der Zerstörung der Mondoberfläche arbeitet, die von einer dichten Lage von Gesteinsscherben wie die afrikanischen Wüsten bedeckt sein muß.

Verwitterung durch die Sprengwirkung des Eises.

An den Gehängen unserer Hochgebirge hört man fast ununterbrochen das Herabrollen von Steinen. Es sind das die abstürzenden Trümmer der Gesteinswände, die durch den Spaltenfrost abgesprengt werden.

Verwitterung durch die chemische Tätigkeit des Wassers.

Aus der Atmosphäre fällt das Wasser als Regen, Schnee, Hagel und Tau herab; es nimmt auf dem Wege durch die Luft Sauerstoff und Kohlensäure auf und wirkt dadurch auf die Gesteinsflächen lösend und zersetzend. Kalk, Steinsalz und Gips werden gelöst, kristallinische Gesteine und Erup-tivgesteine, Schwefelkies usw. zersetzt.

In den Tropen ist die Verwitterung viel stärker als in den gemäßigten Zonen. Die meisten Gesteine verwittern bei uns zu gelbem oder braunem Lehm, während in den Tropen der eisenoxydreiche, meist ziegelrot oder grellgelb gefärbte Laterit entstand.

Verwitterung durch die Tätigkeit der Organismen.

Die Wurzeln höherer Pflanzen scheiden nicht nur schwache Säuren aus, die das Gestein lösen oder zersetzen, sondern zersprengen auch, wie Keile in die Felsspalten eindringend, das Gestein. Flechten entnehmen den härtesten Felsen die zu ihrem Lebensunterhalt nötigen Nährsalze. An den Küsten beteiligen sich Bohrwürmer und Bohr-muscheln an der Zerstörung der Küstenfelsen, die oft wie ein Sieb durchlöchert sind (Fig. 20). Grabende und wühlende Festlandtiere lockern den Verwitterungsschutt oder graben sich in weicheren Gesteinen Höhlen. Bei der Humusbildung spielen Regenwürmer eine große Rolle; in hohem Maße sind Bakterien (die Nitrobakterien) an der Zerstörung der Ge-steine beteiligt. Sie entnehmen der Atmosphäre Stickstoff und Kohlenstoff und scheiden salpetersaure Salze aus, so daß sie die Gesteine in ähnlicher Weise wie die Flechten angreifen. Das Faulhorn im Berner Oberland ist an seiner Oberfläche von Nitrobakterien geradezu zerfressen.

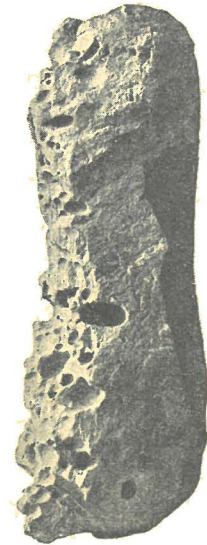


Fig. 20. Von Bohr-muscheln durchlöcherter Strandblock vom Ufer des Miozän-meeres aus der Ge-gend von Stampfen in den Kleinen Kar-pathen.

($\frac{1}{4}$ der natürl. Größe.)
Original im geologischen
Institute der Wiener
Universität.

Die Entstehung der Blockmeere.

Das Regenwasser sickert in einem zerklüfteten Gestein längs der Klüft-wände in die Tiefe und bewirkt auf diese Weise die Verwitterung im Inneren des Gesteins. In einem Granit wird der Feldspat zersetzt und mit den Quarz-körnern und Glimmerblättchen durch das Sickerwasser aus den Klüften heraus-

geschwemmt. Die Angriffsfläche für die Verwitterung vergrößert sich daher immer mehr; endlich wird das Gestein in einzelne große Blöcke zerlegt, die

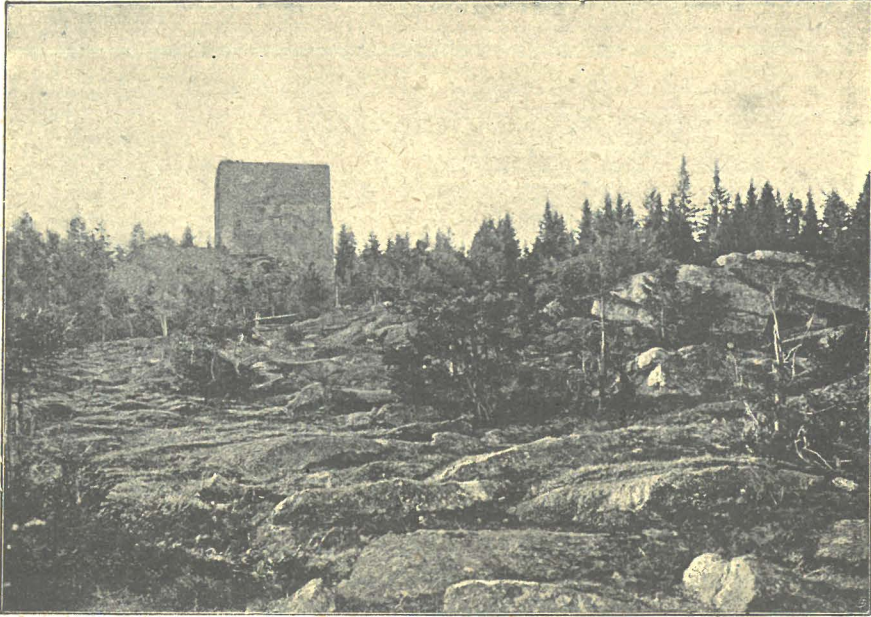


Fig. 21. Blockmeer im Granitgebiete des St. Thomasgebirges im Böhmerwalde bei der Ruine Wittinghausen.
(Nach F. E. Sueß.)

übereinanderstürzen, weil sie ihren Halt verlieren. So entstehen aus den wirt durcheinandergeworfenen Blöcken die Blockmeere oder Felsenmeere wie im Böhmerwald (Fig. 21).

B. Die Denudation.

Wird die Verwitterungsschichte nicht durch Regen, Flußwasser, Gletschereis oder Wind abgetragen, so häuft sie sich, wie in den Tropen der Laterit, zu bedeutender Mächtigkeit an. Weit häufiger aber wird die verwitterte Schichte entfernt, und zwar geschieht die Abtragung oder Denudation in folgender Weise:

- I. Durch das Meer: Abrasion.
- II. Durch fließendes Wasser: Erosion.
- III. Durch Gletschereis: Korrasion.
- IV. Durch den Wind: Deflation.

I. Die Abtragung durch das Meer.

Unter Abrasion versteht man die Abhobelung und allmähliche Einebnung der Küstenstriche durch die zerstörende Tätigkeit eines gegen das Land vordringenden Meeres.

Die Kraft der Brandung ist außerordentlich groß, Die Wogen schlagen mit einem Druck von 30 Tonnen auf den Quadratmeter an die Küstenfelsen;



Fig. 22. Die aus Kreidefelsen gebildete Steilküste nördlich von Havre in Frankreich.

Durch das Tor werden im Hintergrunde die „Nadel von Étretat“ und das Tor von Aval sichtbar. Im Vordergrunde die gerollten Strandblöcke. Bei Ebbe photographiert.

bei Sturmfluten wird das Wasser bis in eine Höhe von 100 m an den Strandfelsen emporgeworfen, Gesteinsblöcke von mehreren tausend Zentnern werden von ihrer Stelle gerückt und Blöcke von 12 m³ Inhalt noch in der Brandung gerollt.

Die Verwitterung greift die Strandfelsen oberhalb der Hochwasserlinie an; sie bricht von der Küstenmauer Stück für Stück ab und diese Zerstörung wird durch die Brandung beschleunigt, welche in der Flutlinie eine Hohlkehle auswäscht. Auf diese Weise entsteht eine steil abstürzende Küstenwand, das Kliff, das sich gegen das Meer zu in eine flache Strandleiste oder Strandterrasse fortsetzt. Die vom Kliff abbröckelnden Gesteinstrümmer werden auf der Strandterrasse herumgewälzt und gerollt, wobei die Strandterrasse eingeebnet wird. Diese Zerstörung geht so rasch vor sich, daß das Meer an der Kreideküste Frankreichs und Englands im Canal la Manche etwa 30 cm jährlich landeinwärts wandert; im östlichen England, in Suffolk, erreicht die Abtragung der aus weichen Gesteinen bestehenden Küstenstriche den Betrag von 3 m im Jahre. Dann brechen mitunter große unterwaschene Strandfelsenpartien von selbst ein, so daß die Zerstörung der Küsten verhältnismäßig sehr rasch

vor sich geht; es entstehen die der Küste vorgelagerten Klippen, die als Wellenbrecher wieder einen Schutz für die Küste selbst bilden (Fig. 22).

Diese Zerstörung der Küste hat jedoch landeinwärts eine Grenze. Wenn die Strandterrasse einmal eine Breite erreicht hat, daß die Wellen wie an einer Flachküste gegen den Strand laufen, so schreitet die Abrasion nicht weiter fort. Sie beginnt erst wieder bei einem Ansteigen des Meeresspiegels; etwa durch Senkung der Küstenstriche. Die untermeerische Strandterrasse, welche der atlantischen Küste Norwegens vorgelagert ist, erreicht eine Breite von 30 km.

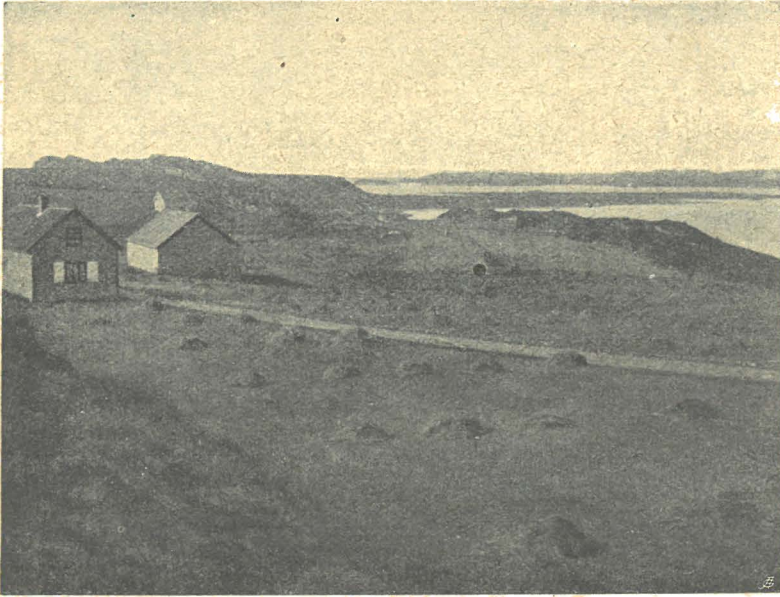


Fig. 23. Alte Strandterrassen von Herlø bei Bergen in Norwegen.
Im Hintergrunde links hinter den Häusern eine Insel mit deutlicher alter Strandterrasse;
im Vordergrunde eine tiefere, jüngere Terrasse.
(Photographiert von Dr. G. Götzinger am 13. August 1907.)

An vielen Stellen der norwegischen Küste sieht man eine alte Strandlinie hoch oben an den Küstenfelsen verlaufen. Diese Strandterrassen müssen zu einer Zeit eingegraben worden sein, als der Meeresspiegel höher oder das Land tiefer lag. Die norwegischen Strandterrassen beweisen vollkommen klar, daß hier eine Hebung des ganzen Landes vorliegt (Fig. 23). Dieselbe Erscheinung ist an der Küste Grönlands beobachtet worden.

II. Die Abtragung durch das fließende Wasser.

Fällt ein Regentropfen auf eine geneigte Fläche, so fließt er über die am stärksten geneigte Stelle derselben ab. Die nachfolgenden Tropfen halten denselben Weg ein und so wird allmählich eine Furche in die Lehne gesägt, die um so schneller vertieft wird, je mehr abgerissene Brocken des Verwitterungsschuttes als Scheuermittel in Verwendung treten. So entsteht eine Regenrinne;

was das abfließende Regenwasser im kleinen hervorbringt, bewirken Wildbäche und Flüsse in noch größerem Maßstabe: sie schneiden und sägen Klammern, Engtäler und Cañons tief in die Erdrinde ein.

Während das Meer an der Küste im wesentlichen eine abhobelnde Tätigkeit ausübt, ist die des fließenden Wassers eine sägende und ausnagende. Die Zerstörung ist nicht nur eine mechanische, sondern auch eine chemische. Die gesamten Erscheinungen, die durch die Zerstörung des fließenden Wassers auf die Erdrinde hervorgebracht werden, bezeichnen wir als Erosionserscheinungen und nennen die zerstörende Tätigkeit des fließenden Wassers Erosion.

Quellen.

Das in die Erde einsickernde Niederschlagswasser tritt entweder als Gebirgsfeuchtigkeit in den feinen Haarrissen aller Gesteine auf oder erscheint als Grundwasser in wasserdurchlässigen (permeablen) Schichten über wasserundurchlässigen (impermeablen) Gesteinen. Zur ersten Gruppe gehören: Kalkstein, Dolomit, Sandstein, Konglomerat, Sand, Schotter, zur zweiten Gruppe alle tonreichen Gesteine: Ton, Tonschiefer, Lehm, Schlier usw. In Talböden liegt der Grundwasserspiegel sehr nahe der Bodenoberfläche, während im Karst der Grundwasserspiegel sehr tief liegt.

Wird in der wasserundurchlässigen Schichte unter dem Grundwasser ein Brunnen gegraben, so sammelt sich das Grundwasser in demselben; eine solche Grube von freilich weit größerer Ausdehnung und natürlicher Entstehung ist der Neusiedlersee.

Im oberösterreichischen Alpenvorlande wird der Untergrund auf weite Strecken von einem blaugrauen, wasserundurchlässigen, sehr tonigen Schiefermergel, dem sogenannten Schlier gebildet, der aus ungemein zahlreichen, sehr dünnen Schichten besteht. Auf ihm sind die Schotter eines mächtigen Stromes, der Donau der Vorzeit, abgelagert worden, dessen Schotter stellenweise bis an den Alpenrand reichen. Der Schotter führt das Niederschlagswasser; es fließt auf der Oberfläche des schwach nach Osten geneigten Schlierplateaus ab. In allen Einschnitten und Tälern, welche die Grenze zwischen Schotter und Schlier bloßlegen, treten Quellen aus, die, abgesehen von der Gesamtneigung des Schlierplateaus und kleinen örtlichen Abweichungen, in derselben Meereshöhe liegen. Dies sind „Schichtquellen“ (Fig. 24, A).

Dieselbe Erscheinung sehen wir in den Alpen. Die Schneemassen des Gebirges schmelzen im Frühjahr ab und die Ergiebigkeit der Schichtquellen an den Talwänden nimmt daher im Frühjahr rasch zu. Die Hauptvorratskammer für die Quellen des Kalkgebirges sind aber die weiten Mulden und Kessel des Gebirges, in denen sich der Schnee bis zum Sommer hält. Daher ist die Ergiebigkeit der Wiener Hochquellen aus dem Schneeberg- und Raxgebiete nach schneereichen Wintern weit bedeutender als nach schneearmen, während die Niederschlagsmengen des Sommers keinen hervorragenden Einfluß auf den Wasserreichtum der Quellen besitzen.

Ist die wasserundurchlässige Schichte zu einer Mulde zusammengefaltet, so füllt sich die ganze Mulde mit Wasser, welches dann an einer Stelle wie aus einem Ausguß überfließt. Das sind die sogenannten „Überfallsquellen“ (Fig. 24, B).

Ist eine solche Mulde von einem Tale durchschnitten, so tritt das Wasser an beiden Talseiten in zahlreichen Quellen zutage und bildet „Talquellen“ oder „Spaltquellen“ (Fig. 24, C).

Quellenreich sind Gebiete, in denen mächtige wasserdurchlässige Schichten die Niederschläge aufnehmen und über wasserundurchlässigen Schichten sammeln. An der Grenze treten dann reiche Quellen aus wie in unseren Kalkalpen.

Quellenarm sind Gebiete wie der Wienerwald und die ganzen Sandsteingebiete der Alpen und Karpathen. Die Sandsteine zerfallen bei der Verwitterung in Sand und Ton; der Sand wird von den Niederschlagswässern fortgewaschen, während der Ton als wasserundurch-

lässige Lehmhaube die Berge überzieht und das Eindringen des Wassers in die Gesteinsspalten und somit auch die Quellbildung verhindert.

Wenn sich in weiten unterirdischen Mulden Wassermengen ansammeln, so können diese Sammelbecken durch Tiefbohrungen erschlossen werden. Das Wasser kann nur dann aus der Tiefe emporsteigen, wenn es in der Mitte der Mulde tiefer steht als an den Rändern derselben; das ist der Fall, wenn die wasserführende Schichte zwischen zwei undurchlässigen liegt. Stößt man in der Beckenmitte ein Bohrloch nieder, so springt das „angefahrene“ Wasser wie ein Springbrunnen in die Höhe. Solche Bohrungen wurden zuerst in der französischen Landschaft Artois mit Erfolg ausgeführt und werden seither artesische Brunnen genannt.

Die Temperatur des Quellwassers hängt von der Tiefe ab, aus welcher das Wasser empordringt. Die oberflächlichen Grundwasserquellen unter der Rasendecke, die „Rasenquellen“, machen alle Schwankungen der Tagestemperatur mit; die „Bodenquellen“ sind von den Temperaturschwankungen der Jahreszeiten abhängig; die „Gesteinsquellen“ besitzen dagegen eine gleichbleibende Temperatur, die sehr nieder ist, wenn die Quellen von schmelzendem Schnee gespeist werden wie im Hochgebirge.

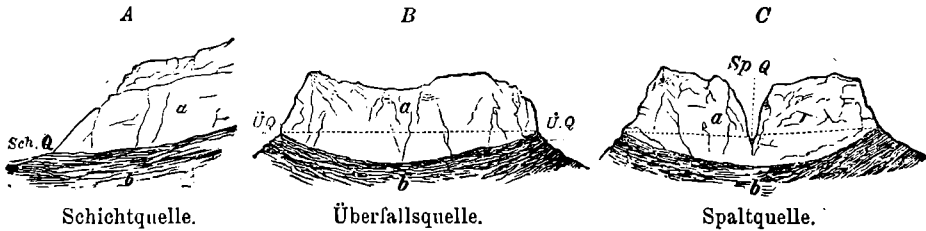


Fig. 24. Verschiedene Arten von Quellen.

(Nach Hochstetter.)

Dunkel: (b) das wasserundurchlässige, hell: (a) das wasserdurchlässige Gestein. A Schichtquelle, B Überfallsquelle, C Spaltquelle. Die Quellen treten an den Talwänden aus.

Alle Quellen, die aus größeren Tiefen emporsteigen, haben wärmeres Wasser infolge der Wärme der tieferen Gesteinsschichten (vgl. p. 10). Übersteigt ihre Temperatur die Jahrestemperatur des Ortes, so spricht man von einer Therme. In Wien sind die durch artesische Bohrungen erbohrten Wässer, die wärmer sind als 10°, bereits als Thermen zu bezeichnen. Eine der wärmsten Thermen ist die von Constantine in Algier mit 95°.

Auf der Erdoberfläche und in den Gesteinen zirkuliert kein chemisch reines Wasser; stets sind mineralische Bestandteile in gelöstem Zustande vorhanden, doch ist ihre Menge in den verschiedenen Wässern sehr wechselnd. Je nach der Menge des im Wasser gelösten Kalkes bezeichnet man ein Wasser hart (viel Kalk) oder weich (wenig Kalk). Die Quellwasser sind meist hart, Flußwasser dagegen weich.

Säuerlinge nennt man Quellen mit reichem Gehalt an Kohlensäure, Bitterwässer Quellen mit reichem Gehalt an Magnesiumsulfat und Natriumsulfat. Solquellen sind salzführende Quellen, die meist in der Nähe von Kochsalzlagern entspringen. Namentlich Thermen sind radiumhältig; sehr stark „radioaktiv“ sind die Thermen von Gastein und Karlsbad. Da die heißeren Thermen weniger radioaktiv sind als die Thermen von niederer Temperatur, welche langsamer aufsteigen als die heißen, so sind die radioaktiven Stoffe wahrscheinlich größtenteils im Granit enthalten, den die Gasteiner und Karlsbader Thermen durchfließen.

Das Zersägen der Erdrinde durch das fließende Wasser.

Erdpyramiden. In Südtirol sieht man in der Gegend von Bozen (im Katzbachtal und Finsterbachtal) tausende von freistehenden, schlanken Erd-

„Pfeilern“, die aus festem blockführenden Lehm bestehen und von einem Steinblock gekrönt sind (Fig. 25).

In den blockführenden Lehm hat das Regenwasser tiefe Furchen gerissen; die größeren Blöcke bildeten jedoch eine Art Regenschirm für die unter ihnen liegenden Lehmportien, so daß diese schließlich als hohe Pfeiler stehen blieben, während das Regenwasser immer tiefere Furchen zwischen ihnen eingrub.

Solche Erdpyramiden können überall entstehen, wo härtere Blöcke in einem weicheren Gestein eingebettet liegen und wo reichliche Niederschläge stattfinden.

Wildbäche. Nach einem Unwetter brausen in den Alpen von allen Talhängen die Regenwässer herab, sammeln sich in den Vertiefungen und stürzen dann mit ungeheurer Gewalt bergab. Weite Strecken fruchtbaren Landes können durch die mitgeführten Blöcke, Baumstämme und Schlammmassen „vermurt“ werden.

Im Tallaufe der Wildbäche sind drei Abschnitte zu unterscheiden. Im obersten sammelt sich das zusammenschießende Wasser in einem „Trichter“, stürzt durch eine einzige, tief eingesägte Klamm oder Schlucht, den „Tobel“, talab und häuft am Ausgange in ein weiteres Tal den Schuttkegel oder die „Mure“ an.

Klammern. Die vom Wildbach mitgerissenen Blöcke wirken an den Gesteinswänden wie ein Schleifmaterial; es entstehen so die engen Schluchten und Klammern unserer Alpen.

Die Wände der Klammern sind meist glattgescheuert und geschliffen und an vielen Stellen nischenartig ausgehöhlt. Am Boden des dahinbrausenden Wasserlaufes bilden sich kesselartige Strudellöcher oder Riesentöpfe, die durch das Herumwälzen eines größeren Blockes in einer Vertiefung des Bachbettes erzeugt werden. Wenn diese Blöcke nicht durch den Strudel zerstört worden sind, so sieht man sie am Boden dieser Kessel liegen.

Sehr häufig entstehen solche Strudellöcher durch die Tätigkeit des in den Gletscherspalten niederstürzenden Schmelzwassers unter dem Gletschereise und bilden dann nach dem Rückzuge des Gletschers Zeugen seiner ehemaligen Anwesenheit. Solche Riesentöpfe finden sich im berühmten „Gletschergarten“ von Luzern (Fig. 26), bei Gastein und bei Rüdersdorf in der Nähe von Berlin.

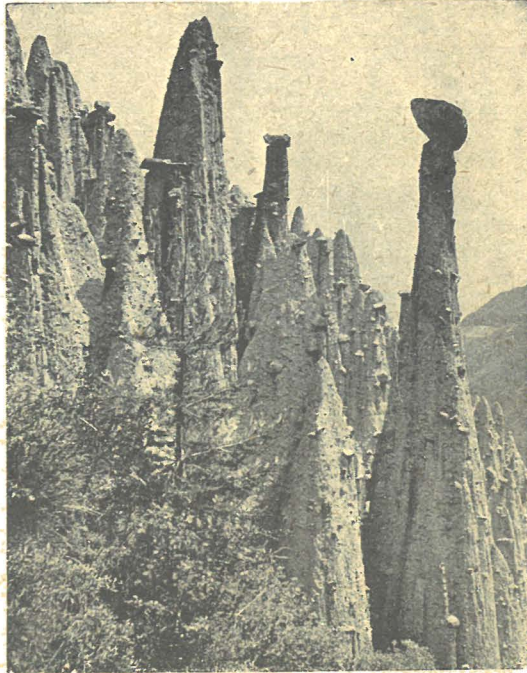


Fig. 25. Erdpyramiden am Ritten bei Bozen.
(Nach einer Photographie.)

Auch Ströme erzeugen durch Wirbelbewegungen ähnliche Aushöhlungen; es entstanden solche Kessel oder Kolke in Stromstrudeln bei Grein an der Donau und am Eisernen Tor, wo die Donau 30—50 m tiefe Strudellöcher ausgewaschen hat.

Die Arbeit der Flüsse. Bei einem gleichmäßig abgedachten, sanft geneigten Gehänge wird der oberste Teil durch einen in ihm entspringenden Fluß am wenigsten angegriffen, weil das Wasser wenig Schleifmaterial mit sich führt. Erst durch die Vereinigung mehrerer Wasseradern und nach Auf-

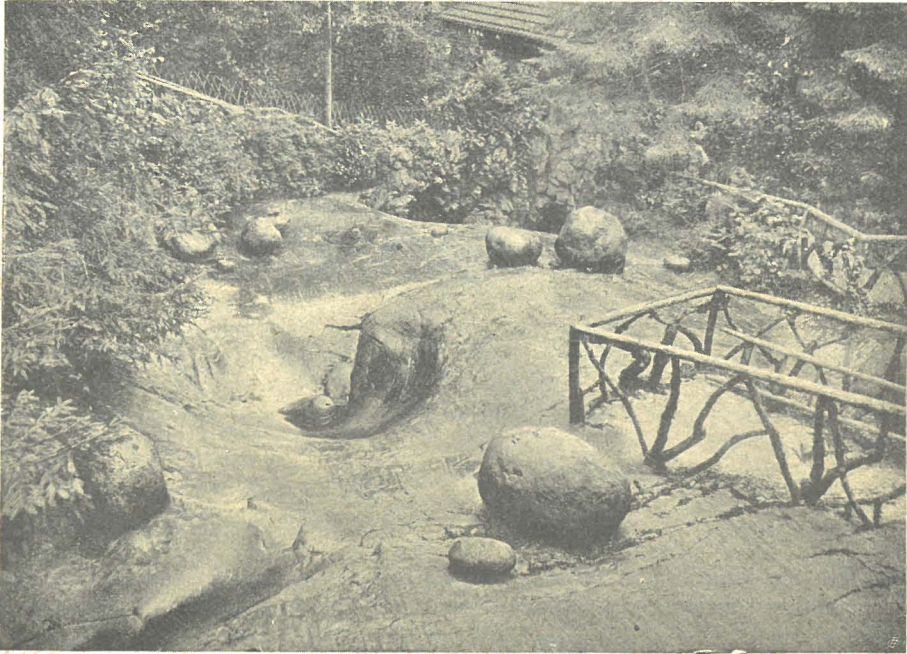


Fig. 26. Der „Gletschergarten“ von Luzern in der Schweiz, mit geschliffenem Gletscherboden und Riesentöpfen mit Rollsteinen.

nahme einer größeren Menge von Gesteinstrümmern setzt die sägende Arbeit des Flusses mit voller Kraft ein, und zwar bildet sich ein Tal, dessen oberer Abschnitt steiler und dessen unterer schwächer geneigt ist als das Gehänge.

Auf diese Weise arbeiten die Flüsse in die Gehänge zurück, von welchen sie ihr Wasser beziehen.

Sehr häufig gelangt der zurückarbeitende Fluß an eine harte Gesteinspartie, die seinem Zurückweichen stärkeren Widerstand leistet; dann entsteht ein **Wasserfall**. An einer solchen Stelle findet sowohl durch den Absturz des mit Geschieben beladenen Wassers am Fuße des Wasserfalles als auch oberhalb desselben durch die rascher abströmenden Wassermengen eine weitgehende Zerstörung statt, die eine verhältnismäßig rasche Wanderung des Wasserfalles talaufwärts zur Folge hat.

Die gewaltigen Wassermassen, die vom Eriesee zum Ontariosee über den 50 m hohen Niagarafall abstürzen, bewirken ein rasches Zurückgehen des Falles gegen den Eriesee.

it der Eiszeit hat der Niagarafall einen Weg von 21 km zurückgelegt; der jährliche Rückgang beträgt ungefähr 33 cm (0.195 m auf der amerikanischen, 0.663 m auf der kanadischen Seite des Falles). Von 1848 bis 1890 sind auf der amerikanischen Seite 3060 m³, auf der kanadischen 25.610 m³ Land durch den Niagarafall abgewaschen worden.

Die aus dem Gebirge stammenden Gesteinstrümmel schleppt ein Fluß ins flachere Gebiet fort, wo er sie auf dem Talboden langsam aufschüttet.

Durch das Zurückgehen der Flüsse gegen das Gebirge wird der Talboden stetig vertieft. Daher verläßt der Fluß allmählich die von ihm aufgeschüttete



Fig. 27. Der Grand Cañon des Coloradoflusses in Nordamerika.

Hotterfläche und sät sich langsam in die von ihm früher aufgeworfenen Schiebemassen ein. Dadurch entsteht eine Stufe oder **Terrasse**, wie sie uns sehr auffallender Weise in allen größeren Alpentälern entgegenreten. Weil er die Wasserführung der Flüsse in größeren Zeitabschnitten der Eiszeit schwankte und einmal stärker, einmal geringer war, so wechselte Aufschüttung mit Schotter und Einschnitten von Terrassen zu wiederholten Malen und daher haben unsere Alpentäler nicht eine, sondern mehrere Terrassen (in der Regel drei oder vier Hauptterrassen und mehrere Nebenterrassen) übereinander.

Dieses Einschnitten der Flüsse erfolgt im Gebirge rascher als im Vorland und daher liegen die gleichalterigen Terrassen im Gebirge viel höher an den Hängen als im Vorland.

Weite Gebiete der Erdoberfläche bestehen aus flach gelagerten oder nur wenig geneigten Schichten. Die über ein solches Gebiet abfließenden Ströme schneiden sich in der Regel nicht tief ein; wenn aber das Tafelland mit einem jähen Absturz endet, so arbeitet der Strom gegen das Tafelland zurück und es entsteht eine tiefeingerissene Schlucht mit steilen Wänden, ein sogenannter **Cañon**.

Der großartigste Cañon ist der sogenannte Grand Cañon des Colorado-flusses in Nordamerika, dessen Wände stellenweise bis 2000 *m* tief abstürzen. Die Wände fallen zuerst 600—900 *m* bis zu einer breiten, ganz zerfurchten Terrasse ab, in welche erst die innere, sehr steile und tiefe Schlucht eingeschnitten ist (Fig. 27).

Wenn sich ein Fluß langsam tiefer und tiefer in die Schichten einsägt, so stellen sich ihm dann und wann härtere Gesteine in den Weg, die er in Stromschnellen zu durchbrechen und zu überwinden sucht. Derartigen Hindernissen mag er vielleicht zu wiederholten Malen während seines Laufes begegnen, während er sich sonst in weiches Gestein einräbt.

Wenn nun durch die Denudation langsam das gesamte vom Fluß durchströmte Gebiet erniedrigt wird, so leisten die härteren Gesteinspartien der Abtragung stärkeren Widerstand als die weichen Gesteine. Dann sieht man einen Fluß durch eine weite Ebene auf einen Berg zulaufen, der einsam aus der Ebene aufragt; nach kurzem Laufe durch einen engen, hohen Cañon tritt der Fluß wieder in die Ebene ein.

Ein solches Tal nennt man ein epigenetisches Tal. Die schönsten Beispiele dafür sind in Nordamerika zu finden; aber auch die Donau tritt zwischen Linz und Krems in die harten Gesteine der böhmischen Masse ein und zwängt sich durch die enge Schlucht der Wachau, während im Alpenvorland nur weiche Gesteine liegen, welche dem Strome keinen Widerstand geleistet hätten. Die Donau hat ihren Lauf seit der Zeit beibehalten, als das Alpenvorland noch nicht durch die Denudation erniedrigt war, sondern mit dem Südrande der böhmischen Masse in gleicher Höhe lag.

Die Entstehung der Karstbildungen.

In den Kalkgebirgen der Alpen und in den Karstländern sind die vegetationslosen Gesteinsflächen von eigentümlichen, tiefen Furchen durchzogen, zwischen denen messerscharfe Kämme mit kleineren Furchen an den Seitenflächen aufragen. Das sind die sogenannten Karren und wir bezeichnen derartig zerfurchte Flächen als Karrenfelder (Fig. 28).

Die Karren verdanken ihre Entstehung der auflösenden Tätigkeit des Regenwassers. Die im Regenwasser enthaltene Kohlensäure löst den kohlensauren Kalk auf und das abströmende, in den Gesteinsspalten versickernde Wasser führt ihn in gelöstem Zustande in die Tiefe.

In den Kalkalpen und im Karst ist die Oberfläche des nackten Gesteins von zahlreichen trichterförmigen Vertiefungen, den Dolinen, bedeckt, deren Durchmesser von 2—1000 *m* und deren Tiefe von 2—100 *m* schwankt. In der Regel sind es Vertiefungen von 10—100 *m* Durchmesser.

Auf den ersten Blick erkennt man keine Regelmäßigkeit in ihrer Gruppierung; bald aber sieht man, daß sich die Dolinen zu Dolinenreihen grup-

ieren, die auf einer langgestreckten Gesteinsspalte liegen. Wo sich mehrere Spalten kreuzen, wird das Gestein von dem niederrieselnden Wasser am stärksten angegriffen, die Kreuzungsstelle erweitert sich zu einem Sammelbecken und es entsteht durch Auflösung des Gesteins ein Trichter; Klüfte in seinem Boden sammeln das Niederschlagswasser und leiten es in die Tiefe. Am Boden der Dolinen häuft sich ein roter Lehm, die „Terra rosa“, an, welche zum Teil den Rückstand des aufgelösten Kalksteins darstellt, zum Teil aus verwehtem Lehm besteht.

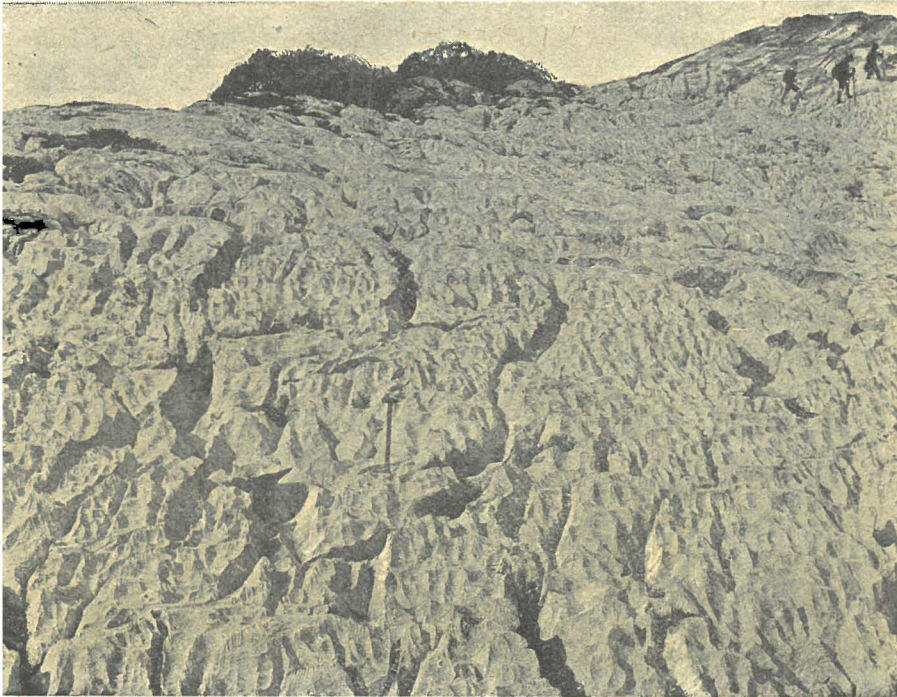


Fig. 28. Karrenfeld auf dem Steinernen Meere.

(Nach einer Photographie im geographischen Institute der Wiener Universität.)

Eine ähnliche Erscheinung wie die Dolinen sind die „geologischen Rinnen“, welche in Form von schlauchartigen Röhren lockere Gesteine durchsetzen und der auflösenden Tätigkeit des Sickerwassers ihre Entstehung verdanken (Fig. 29).

Das Wasser, das sich in den Dolinen einer Dolinenreihe sammelt, fließt dann längs der großen Kluft in die Tiefe und sucht sich unterirdisch seinen Weg, bis es den Grundwasserspiegel erreicht. Die lösende Kraft des Wassers erweitert allmählich die Spalten und Klüfte zu Höhlen, die noch erweitert werden, wenn ein Fluß seinen Weg durch eine Spalte in das Innere einer Gesteinsmasse gefunden hat. Auf diese Weise entstanden die weiten und mit riesigen Tropfsteinen geschmückten Höhlen in St. Canzian und Adelsberg in Tirol und die zahllosen anderen Höhlen im Karst, in den Kalkalpen, in der Dolomiten Alb, in Mähren (die Mazocha bei Brünn) usw. Die größte bekannte

Höhle ist die Mammuthöhle in Kentucky (Nordamerika) mit 203 Gängen, die zusammen 250 km Länge erreichen.

In Karstgebieten dehnen sich stellenweise große flache Becken mit flachem Boden aus, die sogenannten Poljen. Es sind große kesselförmige Einbrüche, die durch Röhren im Boden, den sogenannten Ponoren, mit dem Grundwasser in Verbindung stehen und daher entweder stets mit Wasser gefüllt sind wie die albanischen Seen oder nur zu gewissen Zeiten, wenn der Grundwasserspiegel ansteigt.



Fig. 29. Geologische Orgeln in der grauen „Nagelfluh“ (= Konglomerat) von Wolfgangstein bei Kremsmünster.

(Nach einer von Prof. P. Leonhard Angerer in Kremsmünster zur Verfügung gestellten Photographie.)

III. Die Abtragung durch das Gletschereis.

In einer bestimmten Höhe über dem Meere bleibt in jedem Jahre ein Schneerest als „ewiger Schnee“ ungeschmolzen liegen; die Linie, welche dieses Gebiet nach unten abgrenzt, bezeichnet man als Schneegrenze. Sie liegt in den Ostalpen bei 2800 m, in den Westalpen um 100 m tiefer, im Himalaja (Nordseite) bei 5670 m, auf Spitzbergen bei 460 m; in Südgeorgien reicht sie bis zum Meere herab.

Der oberhalb der Schneegrenze niederfallende Schnee geht durch die Einwirkung der Sonnenstrahlung in den körnigen Firn über, ein Gemenge von luftblasenreichen Eiskörnchen.

Der Firn setzt sich, von den nachrückenden Schneemassen beschwert, langsam gegen die Tiefe zu in Bewegung. Dabei geht der Firn in das kom-

pakte Gletschereis über, das in größeren Wänden in prachtvoll ultramarinblauer oder smaragdgrüner Färbung erscheint. Nun schwillt das Eis, verstärkt durch weitere Zuzüge von Firn, zu einem mächtigen Strome, dem Gletscher, an, der langsam in die Tiefe gleitet und weit über die Schneegrenze hinab selbst in Gebiete reichen kann, wo schon Obstbäume reifen.

Die im Hochgebirge abwitternden Gesteinstrümmer fallen am Fuße der Wände auf die Gletscheroberfläche. Das in steter Abwärtsbewegung befindliche Eis schleppt diese Schuttstreifen als Randmoräne und Seitenmoräne mit sich.



Fig. 30. Der Aletschgletscher im Berner Oberland mit großer Mittelmoräne und Seitenmoränen.

Stoßen zwei kleinere Gletscher zusammen, so vereinigen sie sich. Die Seitenmoränen der beiden zusammenfließenden Gletscher werden nun in der Mitte der Gletscheroberfläche bergab transportiert und bilden die Mittelmoräne (Fig. 30).

Der Gletscher führt aber auch an seiner Sohle Gesteinstrümmer und Schlamm mit sich. Teils stammen diese Trümmer von den Oberflächenmoränen, indem sie durch die den Gletscher durchziehenden Spalten hinabfallen, teils wurden sie vom Gletscher an seiner Unterlage losgesprengt und weitergeschleift. Dabei erhalten die Gesteinstrümmer durch das Aneinanderreiben zahlreiche Schrammen und Kratzer, die sogenannten Kritzen (Fig. 31), und gleichzeitig wird auch das felsige Gletscherbett geschrammt und geschliffen (Fig. 26). Einzelne von diesen Blöcken der Grundmoräne, wie die vom Gletscher über seine Felsunterlage fortgeschleppte Moräne genannt wird, werden



Fig. 31. Gekritzter Kalksteinblock aus der Grundmoräne vom Berg Isel bei Innsbruck, gesammelt von Adolf Pichler. (1/4 der natürl. Größe.) Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

von den in Gletscherspalten niederstürzenden Schmelzwassern erfaßt, in Vertiefungen herumgewälzt und zu Kugeln abgerundet, wobei tiefe Löcher im Gletscherboden, die Gletschermühlen, ausgehöhlt werden. Der Gletscherboden selbst wird nie zu einer völlig ebenen Fläche abgehobelt; stets besteht er aus niedrigen, großen Buckeln, den sogenannten Rundhöckern. Ein Rundhöckerfeld im Gebirge ist ein sicherer Beweis dafür, daß an dieser Stelle ein alter Gletscherboden liegt (Fig. 32).

An der Stelle, wo der Gletscher abschmilzt, an seiner „Stirne“, häuft sich eine mächtige Moräne zu einem Wall an, dem Endmoränenwall (Fig. 33). Die Endmoräne besteht aus der Grundmoräne und den abschmelzenden Oberflächenmoränen. Zieht sich der Gletscher zurück, so bleibt der Endmoränenwall unverseht liegen und wir verdanken diesem Umstande die Feststellung der Ausbreitung der eiszeitlichen Gletscher (vgl. die Karte p. 157).

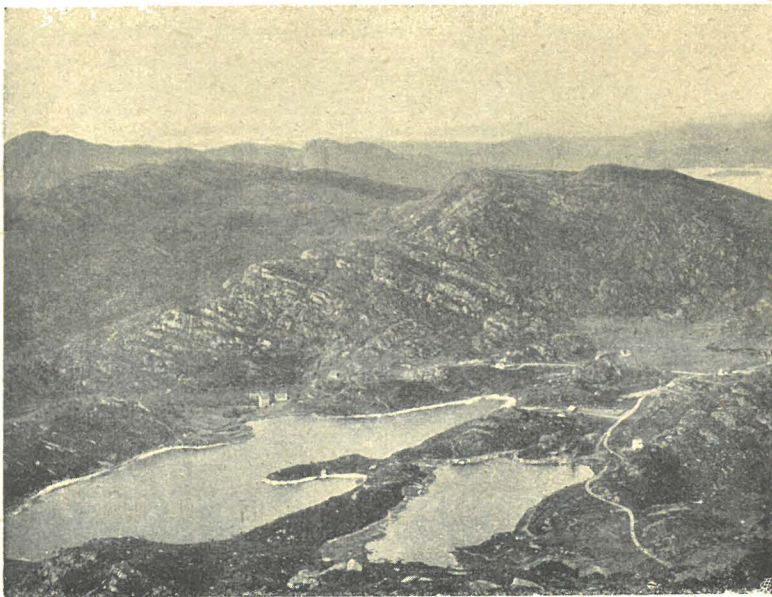


Fig. 32. Rundhöckerlandschaft in der Gegend von Löfstakken bei Bergen in Norwegen.

Im Hintergrunde die Wasserfläche des atlantischen Ozeans.
(Photographiert von Dr. G. Götzinger am 11. August 1907.)

Die Sonnenstrahlung hat zur Folge, daß der Gletscher an seiner Oberfläche beständig abschmilzt. Die Gletscherdecke schmilzt im Sommer täglich um etwa 3 cm in unseren Alpen ab, im Jahre ungefähr um 3—3·5 m.

Zuweilen trifft man auf der Gletscheroberfläche einen Eisfeiler, der von einem mächtigen Steinblock gekrönt wird; wir nennen diesen steinbedeckten Eisfeiler einen Gletschertisch (Fig. 34). Der Steinblock schützt das unter ihm liegende Eis vor dem Abschmelzen durch die Sonnenstrahlung und dient also als Sonnenschirm, während die Blöcke auf der Spitze der Erdpyramiden Regenschirme für die unter ihnen liegenden Blocklehme darstellen (vgl. p. 39, Fig. 25).

In unseren Alpen reichen die Gletscher da und dort bis zur Baumgrenze herab; in höheren Breiten aber wie in Grönland erreicht ihre Stirne das Meer und die Endmoräne wird in das Meer geschüttet. Das Eis bricht, in das Meerwasser fortgeschoben, vom Gletscher ab und treibt als Eisscholle fort. Das sind die Eisberge (p. 16), die durch die Meeresströmungen weit nach Süden verschlagen werden und auf diese Weise eine Gefahr für die transatlantischen Dampfer bilden. Das Losreißen der Eisschollen von der Stirne des in das Meer auslaufenden Gletschers nennt man das „Kalben“ der Gletscher.

Mitunter werden Eismassen von $20,000,000 m^3$ vom Gletscherende losgerissen.

In den Alpen und Karpathen besitzen die obersten Enden der in früherer Zeit vergletschert gewesenen Täler eine eigentümliche Kesselform; man nennt diese Kessel „Talzirkusse“ oder Kare. Mitunter folgen mehrere dieser Kare, die häufig von kleinen Seen erfüllt sind, stufenförmig übereinander, wie der Fischsee und das Meerauge in der Hohen Tatra (Fig. 35). Diese Nischen sind von den früheren Gletschern ausgeschürft worden. Bergabwärts schließt sich an das Gebiet der Kare das wannenartig vertiefte Bett des Gletschers an, der Gletschertrog; solche vom Gletscher längst verlassene Wannen sind an dem flach U-förmigen Querschnitt sehr leicht kenntlich, weil im Gegensatz zu einem Gletschertrog das Querprofil eines durch Flüsse erodierten Tales stets V-Form besitzt.

Der Gletschertrog endet mit einem weiten, zungenförmigen, flach ausgehöhlten Becken, dem Zungenbecken; wenn der Gletscher das Zungenbecken



Fig. 33. Die Stirne des Mortaratschgletschers. Die abschmelzende Oberflächenmoräne vereinigt sich mit der Grundmoräne; der aus dem Gletschertor tretende Gletscherbach breitet die Gesteinstrümmer über das Schotterfeld im Vordergrunde aus.
(Nach einer Photographie von A. Braun in Dornach.)



Fig. 34. Gletschertisch auf dem Gletscher von Valeille.

verlassen hat, so wird es langsam von einem See erfüllt, weil der Gürtel der wasserundurchlässigen schlammigen Endmoränen wie ein Staudamm wirkt. Dann entstehen die kleinen und großen Stauseen, an denen ehemals vergletscherte Gebiete so reich sind; in Norddeutschland und Finnland sind unzählige kleine und große Stauseen vorhanden. Am Nordrande der Alpen



Fig. 35. Karseen in der Hohen Tatra (Granitgebirge.)
Unter dem Hauptkamm das Meerauge, darunter ein Teil des Fischsees.
(Nach einer Photographie von J. Pichler.)

reichen die Zungenbecken der früheren Gletscher weit ins Vorland hinaus und werden heute zum großen Teile von Seen erfüllt wie der Traunsee, Attersee und Bodensee, während der alte Ennssee im Zungenbecken des Ennsgletschers zugeschüttet wurde und heute einen weiten, sumpfigen, vertorften Talboden bildet.

IV. Die Abtragung durch den Wind.

Der Verwitterungsschutt der Gesteinsoberfläche wird nicht nur durch Wasser und Eis entfernt und so immer neue Gesteinsschichten der Verwitte-

zung zugeführt; in weiten, vegetationslosen Gebieten, wo der Wind mit aller Kraft dahinfegen kann, ist er es fast allein, der an der Abtragung der Erdrinde arbeitet.

In der Wüste zersplittert die Oberfläche der Gesteine durch die Insolation (vgl. p. 32) und die derart entstehenden scharfkantigen Scherben und Splitter werden vom Winde gewälzt, zerkleinert, zu Sand zerrieben und in die Luft gewirbelt, wodurch der sandbeladene Wind auf die ihm entgegenstehenden Felsen wie ein Sandgebläse wirkt.

Auf den Schutteebenen der Wüstenflächen laufen zwischen den Gesteins-trümmern kleine Sandschlangen dahin, die unausgesetzt die Steine anschleifen und auf diese Weise an ihnen Facetten erzeugen, wie sie beim künstlichen Schleifen der Edelsteine entstehen. Meist sind diese facettierten Steine dreikantig und wir nennen sie daher Dreikanter (Fig. 36). Überall, wo sandbeladener Wind auf Schotterflächen dahinfegt, können solche Dreikanter entstehen; am Rande des Marchfeldes bei Neudorf an der March sind in einer Schottergrube zahlreiche Dreikanter gefunden worden, die durch den vom Sandberg bei Theben stammenden Flugsand angeschliffen wurden.

Die weitverbreitete Vorstellung, daß in den riesigen afrikanischen Wüsten wie in der Sahara weite Sandflächen vorherrschen, ist ganz irrtümlich. Am weitesten verbreitet ist die Hammâda, die Steinwüste, deren Fläche mit ungeheuren Mengen von Scherben und Splintern der durch die Insolation zerstörten Gesteine bedeckt ist; wo diese abgerundet, geschliffen und gerollt sind, sprechen wir von der Sserir.

Mit der Hammâda wechseln ungeheure Gebiete ab, in welcher Tafelberge aus der Ebene aufragen, die sich terrassenförmig übereinander anordnen. Vor diesen Stufen im Gelände stehen meist vereinzelt oder in Gruppen und Reihen Inselberge, die einst mit der hinter ihnen ansteigenden Stufe verbunden waren und durch die Windwirkung isoliert wurden. Das sind die „Zeugenberge“, die in weiten Gebieten der Sahara verbreitet sind.

Nur an jenen Stellen, wo durch den Wind größere Sandmassen zusammengeweht wurden, dehnt sich die Aregwüste oder Sandwüste aus wie in der Libyschen Wüste. Ungeheure Dünen wandern, vom Sturme stets wieder von neuem abgetragen, über die Flächen und verwehen den felsigen Untergrund.

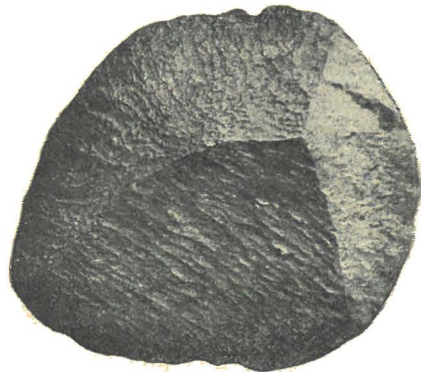


Fig. 36. Dreikanter aus der südarabischen Wüste (durch den Wüstenwind angeschliffenes Gesteinsbruchstück).

(Halbe Naturgröße.)



Fig. 37. Kalksteingerölle mit „Schutzrinde“ aus der südarabischen Sandwüste, gesammelt von Dr. F. Kossmat.

Die Rinde ist teilweise abgesprungen und das Gestein an den verletzten Stellen angeblasen. ($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

Die große Sphinx bei Gizeh wird immer wieder von Sand verweht, der sie bis an die Brust verdeckt.

Die Zerstörung durch das Sandgebläse in der Sandwüste würde noch weit wirksamer sein, wenn sich nicht die Wüstensteine mit einer harten, schwarzbraunen, manganhaltigen Brauneisensteinrinde überziehen würden, der „Schutzrinde“, die der weiteren Zerstörung durch das Sandgebläse des Wüstenwindes ein Ziel setzt. Wo sie aber abspringt, greift der Wind mit neuer Gewalt an und bläst unter die Schutzrinde auf das nackte Gestein, so daß man oft halbausgehöhlte Gerölle antrifft, die noch an einzelnen Stellen von Lappen der Schutzrinde geschützt sind (Fig. 37).

Begriff und Einteilung der Gesteine.

1. Die starren und flüssigen Körper, welche die Erdrinde zusammensetzen, treten entweder in größeren, gleichartigen Massen auf wie der Kalkstein, oder sie bestehen aus einem Gemenge verschiedenartiger Bestandteile wie der Granit. Diese einzelnen Bestandteile der Erdrinde werden **Minerale** genannt; wenn sie in größeren Mengen auftreten und ganze Berge zusammensetzen, bezeichnen wir sowohl die einfachen Minerale als auch die Mineralgemenge als **Gesteine**. Wir haben somit einfache Gesteine wie den Kalkstein und zusammengesetzte Gesteine wie den Granit zu unterscheiden.

2. Wenn Minerale nicht in größeren Massen auftreten, also nicht „gebirgsbildend“ sind, so spricht man in solchen Fällen von Lagern (Salzlagern) oder Lagerstätten (Erzlagerstätten). Zwischen dem Begriff des Gesteins und der Lagerstätte gibt es keine scharfe Grenze. Geschichtete Lagerstätten werden auch als Flöze bezeichnet (Kohlenflöze).

3. Die Gesteine sind entweder ungeschichtet (Massengesteine) oder geschichtet (Schichtgesteine).

4. Nach ihrer Entstehung sind die Gesteine in verschiedene Gruppen einzuteilen. Ein großer Teil der Gesteine ist aus der Erstarrung schmelzflüssiger Massen im Erdinnern hervorgegangen, ohne daß dieselben in glühendem Zustande an die Erdoberfläche gelangt sind; diese in der Tiefe erstarrten Gesteine nennt man Tiefengesteine (z. B. Granit, Syenit, Diorit, Gabbro). — Ein anderer Teil der Gesteine ist als Lava in geschmolzenem Zustande an die Erdoberfläche gelangt und dann erstarrt. Diese Gesteine nennt man Ergußgesteine (z. B. Trachyt, Basalt, Porphyry); beide Gruppen, die Tiefengesteine und Ergußgesteine, werden als **Eruptivgesteine** zusammengefaßt.

Dieser Gruppe reiht sich eine zweite große Gesteinsgruppe an, welche auf **chemischem Wege** entstanden ist, z. B. Salz, Gips, Tropfstein, Kieselsinter, Eis.

Ferner haben wir jene Gesteine zu unterscheiden, welche ihre Entstehung den Lebewesen verdanken, und zwar entweder den Tieren (z. B. Korallenkalk, Schreibkreide, Erdöl) oder den Pflanzen (z. B. Torf, Steinkohle, Algenkalk, Diatomeenerde). Das sind Gesteine **organischen Ursprunges**.

Endlich nehmen an der Bildung der Erdrinde jene Gesteine einen wesentlichen Anteil, die aus der Zerstörung anderer Gesteine hervorgegangen sind;

diese Gruppe bezeichnet man als die **Trümmergesteine** oder **klastischen Gesteine**.

Wir erhalten somit folgende Übersicht:

- | | | |
|--|---|--|
| J. Eruptivgesteine. | { | A. Tiefengesteine (z. B. Granit). |
| | | B. Ergußgesteine (z. B. Basalt). |
| II. Absatzgesteine
oder
Sedimente. | { | A. Trümmergesteine oder klastische Gesteine (z. B. Konglomerat). |
| | | B. Gesteine chemischen Ursprunges (z. B. Salz). |
| | | C. Gesteine organischen Ursprunges (z. B. Kalkstein, Kohle). |

Die Gesteinsbildung.

A. Die Gesteinsbildung auf eruptivem Wege.

In der Gegenwart wird die Hauptmasse der Gesteine im Meere, in Seen, Flüssen und auf dem Festlande gebildet. Heute ist die Beteiligung der Vulkane an dem Aufbaue der Erdrinde eine ganz untergeordnete; in früheren Zeiten der Erdgeschichte haben die Vulkane dagegen einen hervorragenden Anteil an der Bildung der Erdkruste genommen.

Auf der Erdoberfläche werden heute zwei verschiedene vulkanische Gesteinsarten gebildet: die Lava und der Tuff.

Die Laven.

Das in glühendflüssigem Zustande aus der Erdrinde hervorquellende Gestein wird Lava genannt. Heute können wir die Lava entweder in glühendem Zustande in einem Kraterbecken wie auf Hawaii beobachten, oder wir lernen sie in Form von Strömen kennen, die aus den Spalten eines Vulkankegels hervorbrechen und sich dann am Fuße des Vulkans ausbreiten. In das Innere der tätigen Vulkane können wir freilich keinen Einblick gewinnen, wohl aber kennen wir das Innere von alten, erloschenen Kratern, deren Aschenkegel durch die Denudation entfernt worden ist. Auf diese Weise gewinnen wir einen Einblick in die Vorgänge, welche sich noch heute in den Tiefen der Vulkane abspielen.

Wenn durch die jederzeit an der Abtragung der Erdrinde arbeitenden Kräfte, namentlich durch die Erosion des Wassers, ein vulkanischer Aschenkegel zerstört wird, so tritt zunächst das Lavagerippe eines Vulkans hervor. Durch die Eruptionen wird, wie wir



Fig. 38. Abtragung eines vulkanischen Aschenkegels.

Durch Verwitterung und Denudation bloßgelegte Lavagänge im Aschenkegel des Ätna. Die Dicke des mittleren Ganges beträgt etwa 2 m.

Nach einer Photographie von E. Chaux.

früher gesehen haben, der Aschenkegel heftig erschüttert und es bilden sich vom Mittelpunkte des Explosionsherdes aus sternförmig ausstrahlende Spalten. In diese Spalten dringen bei jeder Eruption die glühenden Laven ein, treten manchmal an die Oberfläche des Kegels und stürzen dann über die Böschung als Lavaströme herab, oder sie bleiben im Aschenkegel stecken und erstarren. Das Gerippe eines Aschenkegels besteht somit aus sternförmig von der Mitte nach der Peripherie ausstrahlenden Lavawänden von sehr verschiedener Stärke. Bei der Abtragung des Aschenkegels tritt dann die sternförmige Gruppierung dieser Spaltausfüllungen sehr klar zutage, wie man dies an den älteren Teilen des Ätna und am Monte Venda bei Padua beobachten kann (Fig. 38).

Der Monte Venda in den Euganeen ist ein Aschenkegel, aus dem die alten Lavagänge — sie bestehen aus Trachyt — ausgewittert sind. Sie erscheinen als schroffe, langgestreckte Bergkämme; auf einem derselben stehen die Ruinen der Burg Ezzelins (zur Zeit Kaiser Friedrichs II. das Haupt der Ghibellinen in Italien), auf einem zweiten das Kloster Rua usf.

Werden auch diese Lavawände von der Denudation entfernt, so tritt der zentrale Lavakern eines Aschenkegels hervor. In diesem Zustande befinden sich viele fossile Vulkane; bei weiterer Abtragung durch lange geologische Zeiträume verschwindet aber auch der Kern des Aschenkegels und es wird der tiefere Vulkanherd bloßgelegt.

Diese nun sichtbar werdenden Erstarrungsgesteine aus größeren Tiefen der Erdrinde sind von verschiedener Zusammensetzung. Wir finden unter ihnen Basalte, Trachyte, Andesite, Rhyolithe, Phonolithe wie in den tertiären Vulkanen am Innensaume der Karpathen, wir finden ferner Melaphyre, Diabase, Diorite und Porphyre, endlich Gabbros, Syenite und Granite.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Massengesteine der älteren und ältesten Formationen als erstarrte, früher geschmolzen gewesene Gesteine betrachtet werden müssen.

Stöcke, Gänge, Lagermassen, Decken.

Als Stock bezeichnen wir eine größere kuchen- oder brotlaibförmige Lagermasse, die durch das Emporquellen von geschmolzenem Gestein (Magma) in die Schichten der Erdrinde entstanden ist. Durch das Aufquellen des Magmas werden die überlagernden Schichten wie ein Gewölbe in die Höhe gehoben. Zu einem vulkanischen Ausbruche, der durch die Explosion der im Magma enthaltenen Dämpfe bewirkt wird, kommt es hier nicht, sondern der kuchenförmige Lakkolith (Fig. 39) erstarrt und kommt erst bei der Denudation der auflagernden Schichten zum Vorschein.

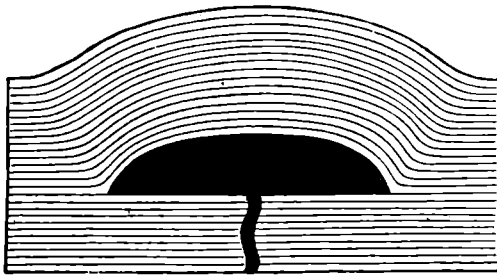


Fig. 39. Schematischer Durchschnitt durch einen Lakkolithen.

(Nach Gilbert.)

Durchsetzt ein Massengestein in Form einer Spaltausfüllung verschiedene Gesteinsschichten, so spricht man von einem Gang, während die astförmig abzweigenden kleinen Nebengänge

Apophysen genannt werden. Wenn sich eine Spalte zwischen zwei übereinanderliegenden Schichten geöffnet hat, so nennt man die in diesen Zwischenraum eingetretene Masse einen Lagergang oder Lagermasse. Endlich treten Massengesteine auch in Form weitausgedehnter flacher Decken auf, die nichts anderes als erstarrte Lavaströme von riesiger Ausdehnung darstellen, welche sich über ein schwach geneigtes Tafelland ausgebreitet haben. Solche riesige Decken bildet insbesondere der Basalt, der in glühendem Zustande sehr dünnflüssig ist und sich über große Strecken ausbreiten kann. Eine solche Basaltdecke

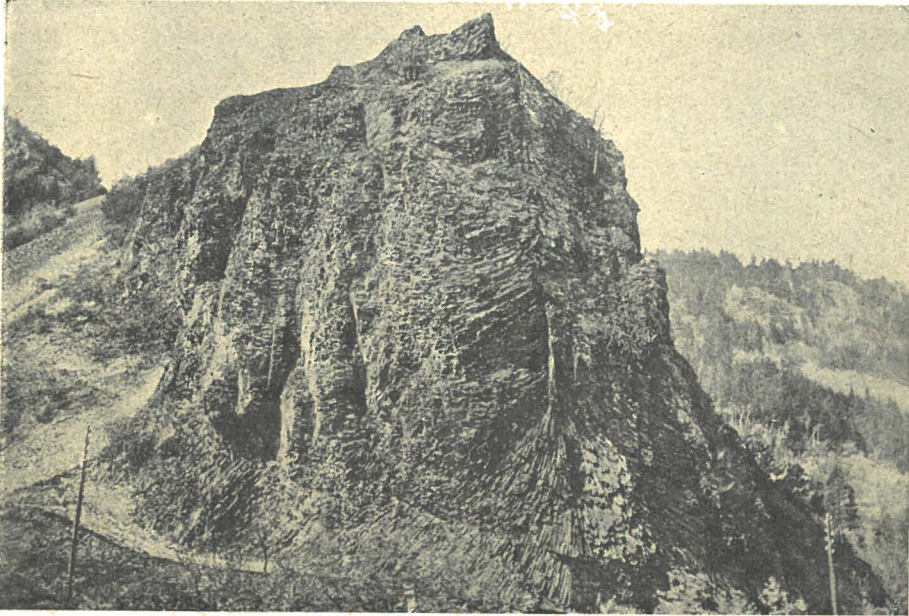


Fig. 40. Der Workotsch bei Aussig an der Elbe mit fiederstelliger Gliederung der Basaltsäulen. ✓

(Nach einer Photographie von Eckert in Prag.)

bedeckt in Ostindien eine Fläche von 200.000 englischen Quadratmeilen; die Dicke des Lavaströmes schwankt zwischen 10 und 50 *m*. In Nordamerika breitet sich über die Staaten Nevada, Oregon, Washington, Nordkalifornien, Idaho, Montana und British-Columbia eine Basaltdecke von der Größe Frankreichs aus. Island, Irland (Fig. 41), die Faröer und die Hebriden tragen die Reste eines fast ebensogroßen Basaltstromes, der in der Tertiärformation über das damals noch zusammenhängende Gebiet geflossen ist; erst viel später ist das ganze Gebiet zerbrochen und nur einige Teile blieben stehen, während der größte Teil dieses alten Landes in die Tiefe des Atlantischen Ozeans versunken ist.

Die Erstarrungsformen der Laven.

Die aus den Vulkanen ausströmenden Laven erstarren in verschiedenen Formen. Sie bilden häufig ein unregelmäßiges, wirres Haufwerk von Blöcken

(Block- oder Schollenlava), welche dann entsteht, wenn die Gase aus der Lava sehr rasch unter starker Dampfentwicklung entweichen; bei sehr rascher Abkühlung gewinnt die Oberfläche des Lavastromes ein Aussehen, wie es geschmolzenes und rasch in Wasser abgekühltes Blei zeigt, sie wird „spratzig“ und man trifft z. B. auf Lavaströmen an der Austrittsstelle der Fumarolen (vgl. p. 20, Fig. 9) derartige „Spratzkegel“.

Dagegen erhält die Oberfläche eines Lavastromes ein Aussehen wie ein Gipsbrei, der über eine geneigte Fläche herabgeflossen ist, wenn die Lava langsam ohne bedeutende Dampfentwicklung erstarrt. Durch das Zusammen-

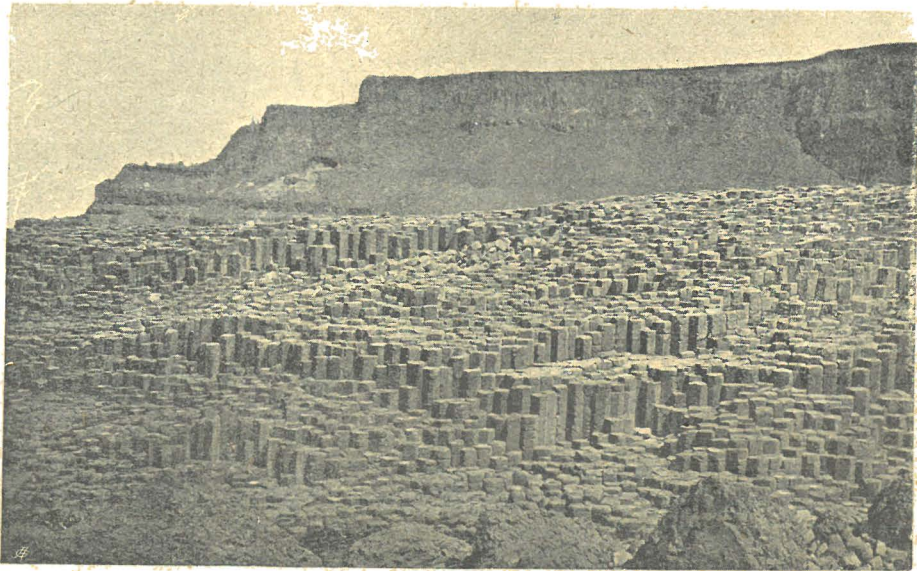


Fig. 41. Säulenförmige Absonderung des Basalt am Riesendamm
(The Giant's Causeway) in Irland.

schieben der Oberflächenteile der zähflüssigen Masse zeigt ein solcher Strom das Aussehen von Fladen und wird daher Fladenlava genannt. Die Vesuvlaven sind teils als Fladenlaven, teils als Blocklaven ausgebildet.

Mitunter tritt bei der Erstarrung der Laven eine säulenförmige Gliederung derselben ein. Das ganze Gestein erscheint dann aus dicht aneinanderstehenden Prismen zusammengesetzt, die gewöhnlich fünf- oder sechskantig sind und ebene Seitenflächen besitzen. Ihr Durchmesser schwankt von wenigen Zentimetern bis zu 7 m; ihre Länge kann 100 m betragen.

Am schönsten zeigt sich die säulenförmige Gliederung beim Basalt, seltener bei Quarzporphyren, sehr selten bei Diorit, Melaphyr und Trachyt.

Die Säulenachsen stehen rechtwinkelig zu der Abkühlungsfläche. Sie stehen daher bei weitausgedehnten Strömen vertikal (Fig. 41), in Kuppen büschelförmig, in Gängen rechtwinkelig zu den Klufflächen.

An einzelnen Basaltgängen, wie an dem berühmten Humboldtfels oder Workotsch bei Aussig an der Elbe sind die Basaltsäulen fiederförmig gestellt, wie Fig. 40 in klarer Weise zeigt.

Viel seltener tritt kugelige oder schalige Absonderung bei Eruptivgesteinen ein. Schalige Absonderung ist besonders an Graniten zu beobachten, kugelige, die meist erst bei der Verwitterung zum Vorschein kommt, bei Diabas, Basalt, Trachyt, Porphyry und Granit.

Zerreißt die Stirne eines Lavastromes, so bleibt die erstarrte Rinde des Stromes stehen, während die noch glühende Lava ausbricht. Dann entstehen die sogenannten Lavagrotten, von deren Decken glänzende Lavatropfsteine herabhängen. In vielen vulkanischen Gebieten, namentlich in Island, sind große Hohlräume in den Lavaströmen vorhanden, die auf diese Weise entstanden sind.

Tuffe.

Bei einem vulkanischen Ausbruche werden große Mengen fein zerstäubter Lava als „Asche“ in die Luft geblasen; die Hauptmasse fällt in der unmittelbaren Nähe des Eruptionsherdes nieder und baut zusammen mit den Lapilli und Bomben den Aschenkegel auf (p. 17); ein anderer Teil wird aber von Winden weit vertragen, sinkt auf die Meeresoberfläche nieder und die feinen Aschenteilchen sinken langsam bis in die großen Tiefen der Ozeane. Auf diese Weise entstehen in den groten Meerestiefen noch vulkanische Ablagerungen.

Unter den vulkanischen Auswurfsprodukten spielt bei einzelnen Vulkanen auch der Bimsstein eine wichtige Rolle. Unter dem Mikroskope erweist sich das helle, schaumige und sehr leichte Gestein als ein dicht verfilztes Gewebe von Glasfäden, das zahlreiche Luftblasen enthält und daher auf dem Wasser schwimmt. Nach der Krakataokatastrophe (p. 23) war das Meer mit einer Bimssteindecke von 30 km Länge, 1 km Breite und 4–5 m Dicke bedeckt und vereinzelte Bimssteine wurden von den Meeresströmungen bis an die afrikanische Küste verschwemmt.

Die vulkanische Asche und die mit ihr vermengten Lapilli und Bimssteine erhärten schließlich zu einem festen Gestein, dem vulkanischen Tuff. Solche Tuffe sind vielen Schichtgruppen früherer Erdzeitalter eingelagert.

Veränderung des Nachbargesteins durch geschmolzenes Gestein.

Durch die enorme Hitze eines geschmolzenen Gesteins und der aus dem Magma entweichenden Dämpfe wird das Nachbargestein erheblich verändert. Ton wird rot gebrannt, Kohle verkocht, d. h. entgast. Sandsteine werden prismatisch abgesondert, ganz ebenso wie sich Prismen bei den sogenannten „Gestellsteinen“ der Hochöfen in der Umgebung des Schmelzraumes ausbilden. Solche rotgebrannte Tone und Schiefer sowie die prismatischen Sandsteine finden sich häufig in Böhmen in der unmittelbaren Nachbarschaft der Basaltdecken und Basaltdurchbrche.

Kalkstein wird durch die Berührung oder den Kontakt mit der glühenden Lava kristallinisch, er wird zu Marmor; ältere, von Basaltlaven durchbrochene Eruptivgesteine, wie Granite, können zu Glas umgeschmolzen werden. Ebenso werden auch Sandsteine mitunter zu einer emailartigen Masse „gefrittet“.

Sehr häufig kommt es in der Kontaktzone zur Ausbildung von Mineralien. Solche Kontaktmineralien sind Granat, Vesuvian, Hornblende, Epi-

dot usw. und finden sich z. B. in den Marmoren der unmittelbaren Umgebung der alten Vulkane bei Predazzo, am Monzoni und am Adamello in Südtirol. In der Kontaktzone finden wir sehr häufig wertvolle Erze, die durch die Einwirkung der heißen metallhaltigen Dämpfe aus dem glühenden Magma im Nachbargesteine entstanden sind. So scheidet sich Magneteisenerz aus, Zinnstein, Zinkblende, Nickel-Magnetkies, Gold, Platin usw. Diese durch die Berührung des glühenden Magmas mit den Nachbargestein hervorgerufene Veränderung desselben bezeichnet man als **Kontaktmetamorphose**.

Tiefengesteine und Ergußgesteine.

Unter den Gesteinen, die aus der Erstarrung ehemals geschmolzener Massen hervorgegangen sind und die wir in ihrer Gesamtheit als **Durchbruchsgesteine** oder **Eruptivgesteine** bezeichnen, müssen wir zwischen den Massen unterscheiden, die in der Tiefe der Erdrinde erstarrt sind, und den Gesteinen, die als Laven an die Erdoberfläche treten.

Die in der Tiefe erstarrten Gesteine oder **Tiefengesteine** kommen durch die Wirkung der Denudation an die Erdoberfläche und bilden dann Inseln von ganz unregelmäßigem Umriß zwischen anderen Gesteinen. Das sind die ehemals in Stöcken und Lakkolithen erstarrten Magmen; sie bilden ganz bestimmte Mineralgruppen, die sich durch einen größeren oder geringeren Kieselsäuregehalt unterscheiden. Kieselsäurereiche Gesteine nennt man sauer, kieselsäurearme basisch. Die ersteren stammen aus den oberen Kugelschalen der Erdrinde, während die basischen Gesteine aus größeren Tiefen emporgedrungen sind. Ein sehr saures Gestein ist der **Granit**, ein basisches Gestein der **Gabbro**.

Unter den Tiefengesteinen unterscheidet man folgende Gruppen, die nach dem Kieselsäuregehalt angeordnet sind:

1. sehr sauer: Granit: Quarz, Orthoklas, Biotit. (Erze sehr selten.)
2. weniger sauer: Syenit: Orthoklas mit Hornblende oder Biotit. (Wenig Erze.)
3. Übergang von sauren und basischen Gesteinen: Diorit: Plagioklas mit Hornblende oder Biotit. (Mehr Erze.)
4. basisch: Gabbro: Plagioklas, Pyroxen mit oder ohne Olivin. (Viel Erze.)

Diese Gesteine sind gleichmäßig gekörnt (vollkristallin). Nach der Korngröße unterscheiden wir grobkörnige, mittelkörnige und feinkörnige Granite.

Manche Granitstöcke, die heute in Inselform zwischen anderen Gesteinen bloßgelegt sind, werden gegen ihre Ränder ärmer an Biotit und gehen so in den sauren Aplit über; andere werden gegen ihre Peripherie kieselsäureärmer oder basisch, so daß der Außenrand eines Granitstockes in Diorit und Gabbro übergeht (z. B. im Harzgebirge).

Bei anderen Stöcken beobachtet man an den Rändern, daß die im Granit wirr durcheinanderliegenden Kristalle eine parallele Lage zueinander aufweisen.

Diese Anordnung der Kristalle, die dem Granit ein gneisartiges Aussehen verleiht, ist durch den Druck der empordringenden geschmolzenen Gesteinsmasse entstanden.

Die parallele Lagerung der Kristalle in den riesigen Granitmassiven der Zentralalpen rührt dagegen vom Gebirgsdrucke her, der das erstarrte Gestein zusammenpreßte. Der sogenannte Zentralgneis der Zentralalpen ist also ein gefalteter und gepreßter echter Granit.

Die Masse der Hohen Tauern umfaßt mehrere in der Erdrinde erstarrte Stöcke von Tiefengesteinen, deren größter vom Brenner bis zum Tauernkogel reicht und den Olperer, Grundschartner, Löffler, die Wilde Gerlos und den Großvenediger umfaßt. Die Granatspitzgruppe stellt eine kleinere Masse dar, während der Hohe Tenn, die Bärenköpfe, das Große Wiesbachhorn und der Großglockner der Schieferhülle dieser Stöcke angehören.

Der Gneis, seiner Zusammensetzung nach von Granit nicht verschieden, sondern nur durch die schieferige Anordnung der Gemengteile, ging nicht nur aus der Umwandlung des Granits hervor, wie in den Zentralalpen, sondern ist an anderen Orten als ein verändertes Schichtgestein anzusehen.

Während also unter den Eruptivgesteinen ein Teil in der Tiefe der Erdrinde erstarrt ist wie der Granit, bilden zu diesen Tiefengesteinen die **Ergußgesteine** der Vulkane den Gegensatz. Während die im geschmolzenen Tiefengesteine enthaltenen Gase und Wasserdämpfe bei dem Erstarren in der Tiefe nicht entweichen konnten, vollzieht sich die Entgasung des Magmas in den Vulkanen in stürmischer Weise; dadurch wird das Magma zur Lava, die als Ergußgestein entweder an die Erdoberfläche tritt oder in geringer Tiefe als Gang erstarrt. Die Laven haben meist ein blasiges oder schlackiges Gefüge.

Die Entstehung der Ergußgesteine können wir an den Vulkanen verfolgen; da aber die Erstarrung der Tiefengesteine in größeren Tiefen der Erdrinde erfolgt, entziehen sich diese gewiß auch heute noch sich abspielenden Vorgänge unserer unmittelbaren Beobachtung.

B. Die Gesteinsbildung auf wässerig-chemischem Wege.

Ausfüllung von Gesteinsspalten durch Absätze aus wässerigen Lösungen.

Eine der ersten Erscheinungen, die beim Zerschlagen irgendeines Gesteinsblockes auffallen, ist das Vorhandensein von Adern, die das Gestein durchziehen und meist durch hellere Farbe von ihm abstechen.

Diese Adern sind dadurch entstanden, daß wässerige Lösungen das Gestein durchziehen, wobei an den Klüftflächen verschiedenartige Mineralien ausgeschieden werden.

In der Regel bestehen die hellen Gesteinsadern aus Kalkspat, viel seltener aus Quarz und anderen Mineralien. Bei größeren Gesteinsadern sieht man deutlich, daß der Absatz des Ausfüllungsgesteines zuerst an den Klüftwänden erfolgte und daß die Mineralausscheidungen gegeneinander gewachsen sein müssen. Manchmal bleiben Hohlräume in der Mitte dieser Adern übrig.

in welchen größere Kristalle zur Entwicklung kommen; in diesem Falle spricht man von Drusenräumen.

Auf demselben Wege sind auch die großen Erzgänge wie z. B. in Příbram in Böhmen gebildet worden. Man sieht an einem Querschnitte eines solchen Erzganges deutlich, wie das älteste Mineral oder Erz sich an der Kluftwand abgesetzt hat und daß sich aus der wässerigen Lösung nach und nach an den beiden Kluftwänden weitere Schichten von Erz, Kalkspat und anderen Mineralien bildeten, bis die Kluft vollständig ausgefüllt war. Die in der Spaltenmitte ausgeschiedenen Mineralien sind also die jüngsten, die an den Kluftwänden die ältesten (Fig. 42).



Fig. 42. Erzgang aus Příbram.
($\frac{2}{3}$ der natürlichen Größe.)

Das Grundgestein (Diabas) ist von einer Spalte durchsetzt, welche von den Kluftwänden aus langsam ausgefüllt wurde. Zuerst bildete sich an den Wänden der Kluft Bleiglanz und Zinkblende (die schwarzen Streifen im Bilde), in der Mitte kam Kalkspat zur Ablagerung. Die Mitte der Kluftausfüllung (die „Naht“) ist deutlich sichtbar.

Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

Wassers und der Kalk schlägt sich zu Boden. In hohem Maße wird die Kalksinterbildung durch Pflanzen begünstigt, die dem Wasser Kohlensäure entziehen und so eine Ausfällung von Kalk verursachen. Namentlich ist ein Sumpfmoss (*Hypnum molluscorum*) an der Kalksinterbildung beteiligt. Die Pflanzen werden mit einer Kalkkruste überzogen und wachsen nach oben weiter, während die unteren Partien absterben und sich in löcherigen lockeren Kalksinter verwandeln.

Die häufigsten Erze dieser Gänge sind Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Zinkblende, Galmei und Brauneisenstein.

Die moosartig verzweigten Figuren, die man als Dendriten bezeichnet, sind Absätze von Eisen- oder Manganhydroxyden, welche in die feinen Haarspalten der Gesteine in Form wässriger Lösungen eingedrungen sind. Sie finden sich namentlich in feinkörnigen und dünnplattigen Gesteinen schön ausgebildet, wie in den lithographischen Schiefen von Solnhofen, Kelheim und Eichstätt, im „Ruinenmarmor“ der Sandsteinzone der Alpen usw.

Quellabsätze.

Die Umgebung vieler Quellen ist mit einer weiß, gelb oder hellbraun gefärbten Kruste aus kohlen-saurem Kalk überzogen. Man bezeichnet diese Kalkkrusten, die mitunter zu bedeutender Mächtigkeit anwachsen, als Kalktuff oder Kalksinter.

Die Ausscheidung von Kalk aus Quellwasser ist durch die sprudelnde Bewegung des zutage tretenden Wassers bedingt; die im Wasser vorhandene Kohlensäure entweicht teilweise durch die wirbelnde Bewegung des

Eine Kalksinterbildung in großartigem Maßstabe vollzieht sich an den Wasserfällen von Tivoli bei Rom, wo der Anio in schäumenden Kaskaden in die Niederung der römischen Campagna herabstürzt (Fig. 43). Der Fluß bringt aus dem Apennin sehr viel gelösten Kalk mit; durch den Absturz verliert das Wasser Kohlensäure und es wird ein Kalktuff, der Travertin, gebildet, der schon zur Zeit der Römer neben den Ziegelgruben am rechten Tiberufer das wichtigste Material für die Monumentalbauten Roms lieferte und noch heute liefert.

Besonders reichlich tritt die Sinterbildung an heißen Quellen und Geisern auf. Meist wird Aragonit oder Kieselsäure ausgefällt. Im Karlsbader Sprudel überziehen sich eingelegte Gegenstände sehr schnell mit einer Aragonitkruste. Berühmt sind die Kieselsinterterrassen im Yellowstone Park in Nord-

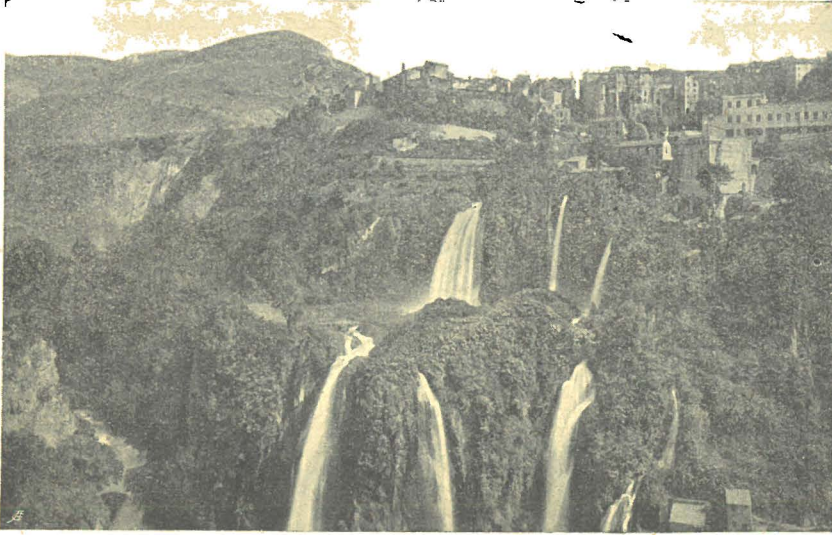


Fig. 43. Travertinbildung an den Wasserfällen des Anio bei Tivoli.
(Nach einer käuflichen Photographie.)

amerika (Fig. 44), einem vulkanischen Gebiete, das durch zahlreiche „Naturmerkwürdigkeiten“ ausgezeichnet ist und als Staatsdomäne und Nationalpark erklärt wurde, um es vor der Zerstörung zu retten.

Bei der Abscheidung des Sinters aus heißen Quellen spielen Pflanzen, u. zw. Algen, eine wichtige Rolle. Dies ist im Karlsbader Sprudel und vielen anderen heißen Quellen festgestellt worden. Die Algen entziehen dem Wasser Kohlensäure und scheiden Sauerstoff aus, wodurch die Sinterbildung begünstigt und beschleunigt wird.

Aus Eisenquellen wird Eisenoxydhydrat und Manganoxyd ausgeschieden. Diese Bildungen werden auch als Raseneisenerz oder Sumpferz bezeichnet. Die Ausfällung dieser Erze, die sich auch in Sümpfen oder Tümpeln bilden, wird durch „Eisenbakterien“ begünstigt.

Außer den bisher genannten Mineralien kann auch Schwefel, Gips, Salz und Zinkspat aus Quellen abgeschieden werden.

Tropfsteine.

Der in verkarsteten Gebieten in die Gesteinsspalten hinabgeführte gelöste Kalk wird an anderen Stellen wieder aus dem Wasser ausgeschieden. Wenn

das mit gelöstem Kalk übersättigte Wasser in einen Hohlraum gelangt, so tropft es auf den Boden desselben nieder und verdunstet; dabei wird sowohl an der Stelle, wo das Wasser abtropft, als auch dort, wo es auffällt, Kalk ausgeschieden. Auf diese Weise entstehen, von oben nach unten wachsend, die eiszapfenförmigen und oft hohlen Stalaktiten sowie die von unten nach oben wachsenden trauben- oder nierenförmigen Stalagmiten, die bei weiterem Anwachsen zu Pfeilern und mächtigen Säulen werden, die das Höhlengewölbe wie künstliche Säulen zu stützen scheinen.

Tropfsteine bestehen in den meisten Fällen aus Kalzit oder Aragonit; es können aber auch Bergkristalle (in der Schweiz, in Savoyen und im Riesengebirge), Schwefelkies, Zinkblende und Bleiglanz in Tropfsteinform ausgeschieden werden wie in den wunderbaren Erzhöhlen am oberen Mississippi und in den Dolomiten von Raibl in Kärnten.



Fig. 44. Sinterterrassen des Mammuteisens im Yellowstonepark in Nordamerika.

(Photographie von W. N. Norton; Geological Survey of U. S. N. A.)

Die Entstehung der Terra rossa der Karstländer.

Legt man ein Stück Kalkstein in verdünnte Salzsäure, so wird dasselbe in kurzer Zeit aufgelöst; am Boden des Gefäßes bleibt jedoch ein unlöslicher Rückstand, der aus rotgefärbtem, eisenreichem Ton besteht.

Bei der Auflösung des Kalksteines in verkarsteten Gebieten bleibt gleichfalls ein unlöslicher Rückstand wie beim Experiment zurück. Dieser rote Lehm, die Terra rossa, sammelt sich in den Vertiefungen, namentlich in den Dolinen an und bildet den einzigen ertragsfähigen und somit sehr kostbaren Boden der öden Karstflächen (p. 43).

Durch die fortgesetzte Auslaugung des Wassers verschwindet allmählich die rote Färbung der Terra rossa und es bleibt ein brauner Lehm zurück, wie wir ihn am Boden der meisten Tropfsteinhöhlen finden und der die Fund-

stätte der in der Eiszeit zugrunde gegangenen höhlenbewohnenden Tiere wie des Höhlenbären, des Höhlenlöwen, der Höhlenhyäne und anderer Tiere bildet.

Das aus der Terra rossa ausgelaugte Eisen kommt an anderen Stellen von neuem als sogenanntes Bohnerz in Form kleiner, unregelmäßiger, bohnenförmiger oder nierenförmiger Knollen zum Absatz. Viele Klüfte und Spalten verkarsteter Gebiete sind von solchen Bohnerzen durchsetzt, die namentlich in früherer Zeit bergmännisch abgebaut wurden wie im Schweizer Juragebirge und in der Rauhen Alb.

Für die Erdgeschichte haben diese Bohnerzspalten eine hohe Bedeutung. Seit der Tertiärformation dehnten sich in der Schweiz, in Süddeutschland und in Frankreich weite Kalkflächen aus; zahlreiche Säugetiere fanden durch Absturz ihren Tod in den Spalten oder wurden als Leichen in dieselben eingeschwemmt. Diese Spalten sind mitunter von Knochen, Zähnen, Gesteinsschutt und rotem Lehm ganz erfüllt, der stellenweise, wie im dalmatinischen Karst, zu einer festen, rot und weiß gescheckten Knochenbreccie verkittet ist.

Die Ausfüllung dieser Spalten hat verschieden lange Zeiträume in Anspruch genommen. Die in ihnen entdeckten Reste von Menschenaffen, Nagetieren, Insektenfressern, Huftieren und Raubtieren sind trotz ihrer oft mangelhaften Erhaltung von großem Werte für unsere Kenntnisse von dem Tierleben, das zur Zeit der Spaltausfüllung in den verkarsteten Gebieten herrschte.

Der rote Tiefseeton.

In den großen Tiefen der Weltmeere unterhalb 4000 *m* bis zu 9636 *m* (der größten bisher bekannten Meerestiefe) ist ein Gestein verbreitet, das durch das Fehlen aller kalkschaligen Organismen, namentlich der sonst zu Milliarden im Globigerinenschlamm aufgehäuften Foraminiferen gekennzeichnet ist. Da die Gehäuse dieser kleinen Lebewesen in ungeheuren Mengen im Meerwasser als Plankton (d. i. als freischwebende Organismen) treiben und weite Strecken des Meeresbodens ober der 4000 *m*-Linie bedecken, so muß das Fehlen der kalkschaligen Foraminiferen in den großen Meerestiefen dadurch erklärt werden, daß die beständig hinabsinkenden Kalkschalen aufgelöst werden, bevor sie in die Tiefe gelangen. In der Tat sehen die in den Übergangsbereichen zwischen dem Foraminiferenschlamm und den größeren Tiefen gefundenen Kalkschalen aus, als wenn sie von Säuren zerfressen wären.

Das Gestein, das sich unterhalb der 4000 *m*-Linie auf dem Meeresboden niederschlägt, ist ein roter, kalkfreier, knetbarer Ton, der ähnlich aussieht wie die Terra rossa und den wir als roten Tiefseeton bezeichnen.

Der rote Tiefseeton besteht aber nicht ausschließlich aus dem Rückstand der aufgelösten kalkschaligen Tiere. Die bei großen vulkanischen Eruptionen über weite Gebiete der Erdoberfläche verwehte Asche und die ins Meer geschwemmten Bimssteine sinken mit den Foraminiferenschalen in die Tiefe und werden zersetzt. Der größte Teil des Roten Tiefseetones besteht aus zersetzten Aschen und Bimssteinen.

Im roten Tiefseeton finden sich knollige Mangankörper („Mangan-konkretionen“) und kosmischer Staub, der der Auflösung widerstand. Von Organismen finden sich die Kieselskelette der Radiolarien, die Schmelzkappen riesiger Haifischzähne der Gattung *Carcharodon* (vgl. Fig. 151, p. 141) und die fast unlöslichen Ohrknochen von Walen. Die riesigen Haizähne des Roten Tiefseetones stimmen mit keiner lebenden Form überein, sondern gleichen den Zähnen jener Riesenhaie, welche die Meere der Tertiärformation bevölkerten. Da sie aber in der obersten Schlammlage der großen Meerestiefen liegen, so

kann sich seit der Tertiärzeit nur ein ganz unbedeutender Niederschlag am Boden der größten Tiefen gebildet haben.

Die Entstehung der Steinsalz- und Gipslager.

Die chemische Zusammensetzung des Meerwassers.

Das Meerwasser enthält eine große Menge von verschiedenen Salzen, die ihm einen salzigbitteren Geschmack verleihen und für den Menschen ungenießbar machen. In 1000 *g* Meerwasser sind durchschnittlich 35·6 *g* fester Stoffe in gelöstem Zustande enthalten, so daß der „Salzgehalt“ 3·56 % beträgt.

In 1000 *g* Meerwasser sind enthalten:

Kochsalz (Chlornatrium)	27·95 <i>g</i>
Chlormagnesium	3·31 „
Brommagnesium	0·05 „
Bittersalz (schwefelsaure Magnesia)	2·34 „
schwefelsaurer Kalk (Gips und Anhydrit)	1·38 „
doppeltkohlensaurer Kalk	0·04 „
Chlorkalium	0·57 „
Summe	<u>35·64 <i>g</i></u>

In den offenen Meeren ist dieses Verhältnis der gelösten Salze fast immer das gleiche; dagegen ist der Salzgehalt des Mittelmeeres und Roten Meeres bedeutend höher. Im Mittelmeere steigt der Salzgehalt auf 3·64 bis 4 % (in der Adria bei Spalato), im Roten Meere auf 3·9—4 %.

Das entgegengesetzte Verhalten zeigen die Ostsee und das Schwarze Meer. In der Ostsee beträgt der Salzgehalt 1·1 % (bei Carlskrona in Schweden) und sinkt bis 0·06 % (im Hafen von Kronstadt); im Schwarzen Meere beträgt er durchschnittlich 1·75 %. Ein solches schwachsalziges Meerwasser wird brackisch genannt.

Salzige Binnenseen in abflußlosen Gebieten.

Auch das Süßwasser enthält, wenn auch in weit geringeren Mengen als das Meerwasser, Salz, Gips und andere feste Stoffe in gelöstem Zustande. (Der Salzgehalt der Donau bei Wien ist bei Niederwasser 0·0199 %, bei Hochwasser 0·0146 %.) Mündet ein Fluß in einen abflußlosen See, so verdunstet das Wasser und da immer von neuem Salz zugeführt wird, so reichert sich der See allmählich derart mit Salz an, daß er aus einem Süßwassersee in einen Salzsee verwandelt wird.

Ein solcher salziger Binnensee ist der Kaspisee, in welchen außer dem größten europäischen Strome, der Wolga, mehrere andere große Flüsse einmünden. Das Tote Meer als abflußloses Sammelbecken des Jordan, der Aralsee und andere abflußlose Seen Zentralasiens sind derartige Salzseen; andere liegen in Südastralien, andere in Nordamerika, wie der berühmte Salzsee, an dessen Ufer die Mormonenstadt liegt.

Auch die sogenannten „Schotts“ in Algier sind sumpfige, sehr salzige Binnenseen, deren Spiegel von einer glänzenden Salzkruste wie von einer Eisfläche bedeckt ist.

Sehr groß ist der Salzgehalt des Toten Meeres, dessen Spiegel um 390 m tiefer liegt als der des Mittelmeeres. In 1 l Wasser des Toten Meeres sind bis 7 g Brom enthalten.

Bildung von Salz- und Gipslagern in der Gegenwart.

Wird Meerwasser in einem Gefäße verdampft, so scheiden sich die in ihm gelösten festen Stoffe in einer ganz bestimmten Reihenfolge aus, und zwar geschieht dies (Versuch mit Mittelmeerwasser) in folgender Weise:

Abdampfung des Meerwassers	Reihenfolge	Ausscheidung von
bis auf $\frac{1}{2}$ des ursprünglichen Volumens	I	Eisenoxyd und kohlensaurer Kalk , kohlensaure Magnesia (die am schwersten löslichen Stoffe)
bis auf $\frac{1}{6}$ des ursprünglichen Volumens	II	Der Rest des kohlensauren Kalkes, viel Gips und Anhydrit
bis auf $\frac{1}{10}$ des ursprünglichen Volumens	III	Wenig Gips, die Hauptmasse des Kochsalzes , wenig Chlormagnesium, Brommagnesium und Bittersalz
bis auf $\frac{1}{62}$ des ursprünglichen Volumens	IV	In der „ Mutterlauge “ noch vorhanden: $\frac{1}{6}$ der gesamten Menge von Kochsalz. Die schwer löslichen Stoffe ganz verschwunden (kohlensaurer Kalk, Gips und Anhydrit), die leicht löslichen Salze vorhanden: Chlormagnesium, Chlorkalium, Bromnatrium, Bittersalz

Wenn eine Bucht durch eine untermeerische Barre vom offenen Meere abgetrennt ist und das Wasser innerhalb dieser Barre rasch verdunstet, so stellen sich ähnliche Verhältnisse wie bei dem beschriebenen Experiment ein und das Meerwasser verdampft sozusagen in einer riesigen Pfanne (Fig. 45), auf deren Boden sich in der obengenannten Reihenfolge die Salze ausscheiden. Die Salzgewinnung in den „Salzgärten“ beruht auf demselben Prinzip.

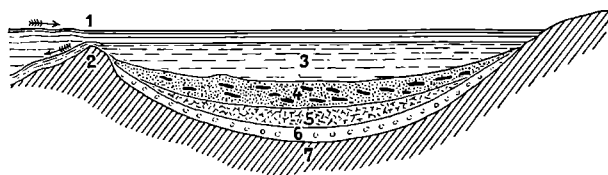


Fig. 45. Schematische Darstellung der Entstehung eines Salzlagers

(Nach einer Skizze von K. Ochsenius.)

Am Ostufer des Kaspisees erstreckt sich eine weite Bucht, der

K a r a B u g a s, die durch eine seichte Barre vom Kaspisee getrennt wird. Ununterbrochen fließt das Seewasser in den „Teufelsschlund“, verdunstet in der weiten Bucht sehr rasch und das schwerer werdende Wasser kann, von der Barre zurückgehalten, nicht mehr in den schwächer gesalzenen

1. Zufluß vom offenen Meere. 2. Barre. 3. Das durch starke Verdunstung in der Lagune schwerer werdende Wasser, das teilweise über die Barre in das offene Meer abströmt. 4. Anhydrit und salzführender Ton. 5. Steinsalz. 6. Gips. 7. Meeresboden.

Kaspisee mit leichterem Wasser zurückströmen. Daher steigt der Salzgehalt des Kara Bugas so beträchtlich, daß an seinen Rändern und auf seinem Boden ununterbrochen der überschüssige Gips ausgefällt wird.

Ganz dieselben Verhältnisse stellen sich ein, wenn ein Meeresstreifen an der Küste durch eine Barre vom offenen Meere abgeschnitten ist. Das ist an einigen Stellen des Roten Meeres der Fall. Das über die Barre einströmende Wasser verdunstet in dem heißen Klima sehr rasch und am Boden der abgeschnürten Meeresteile wird schwefelsaurer Kalk (mit Wasser = Gips, ohne Wasser = Anhydrit) und Kochsalz ausgefällt. Der höhere Salzgehalt des Mittelmeeres im Vergleiche zum Atlantischen Ozean beruht auf dem Vorhandensein der Barre von Gibraltar, die das Abströmen des schwereren Mittelmeerswassers in den Ozean verhindert.

Die Entstehung der Salzlagerstätten in Galizien und Siebenbürgen.

Dieselben Gesetze, unter denen sich heute die Bildung von Salzlagern vollzieht, müssen auch in früherer Zeit Geltung besessen haben.

In der Miozänformation dehnte sich quer durch Mitteleuropa ein Meeresarm aus, der mit dem Mittelmeere bei Genua in Verbindung stand und den Außenrand der Alpen und Karpathen umflutete (vgl. die Karte „Das europäische Miozänmeer“ auf p. 204). In dieser Zeit entstanden am Karpathenrande große Salzlager (Wieliczka, Bochnia, Kalusz), ebenso auch in Siebenbürgen.

Der Meeresarm am Außensaume der Alpen und Karpathen war durch mehrere Meeresengen eingeschnürt. Schon in der Schweiz finden wir bei Chambery eine solche Enge, eine weitere in der Gegend von St. Pölten, bei Mährisch-Weißkirchen und bei Krakau. Das Meer drang von Südwesten in Galizien ein; unmittelbar hinter der Krakauer Enge finden wir schon die ersten großen Salzlager. Offenbar bildete die „Krakauer Enge“ eine untermeerische Barre, die das Rückströmen des schwereren Meerwassers aus der galizischen Bucht verhinderte. Daher schlugen sich Kochsalz und Gips reichlich nieder, und zwar am Rande der karpathischen Insel, die außerdem durch ein Kalkalgenriff, die „Miodoboren“, von den nördlichen Teilen der galizischen Bucht getrennt war. In Siebenbürgen sind gleichfalls in einer abgeschnürten Bucht Salzlager gebildet worden.

C. Die Gesteinsbildung auf mechanischem Wege.

Die Entstehung der Küstensedimente.

Bei der Zerstörung einer Steilküste (Fig. 22, p. 35) häufen sich die abstürzenden Blöcke der Strandfelsen an deren Fuße als ein Wall von großen und kleinen scharfkantigen Trümmern an. Zieht sich das Meer vom Festlande zurück, so bleiben diese Blöcke liegen und bezeichnen den ursprünglichen Rand der ehemaligen Steilküste.

Bei fortdauernder Abrollung in der Brandung werden die großen Blöcke zerkleinert, die Kanten und Ecken werden abgeschliffen und die Gesteins-trümmer erhalten eine brotlaibartige oder eiförmige Gestalt. Eine Steilküste wird von einem nicht sehr breiten Streifen solcher Gerölle umsäumt, die durch Verkittung zu einem Konglomerat verfestigt werden.

Bei weiterer Zerstörung der Gerölle werden dieselben zu Sand und Schlamm zerrieben. Aus der Verkittung der Sandkörner entsteht (entweder in vereinzelt Koncretionen [Fig. 46] oder in ganzen Schichten) Sandstein, während der Schlamm als Ton lange Zeiträume hindurch unverändert bleibt. Der Ton ist plastisch; aus einer Mischung von Tonschlamm und Kalkschlamm entsteht Mergel. Legen sich die einzelnen Tonschichten in dünnen Blättchen übereinander, so spricht man von einem Schiefertone.

Nicht an allen Stellen der Meeresküste vollzieht sich die Sonderung der sich zu Boden schlagenden Sedimente in der Weise, daß vom Strande gegen das Meer Blöcke, Schotter, Sande und Tone aufeinanderfolgen. In ruhigen Buchten wird Sand und Ton bis an den Strand geschwemmt und an Flachküsten kommen überhaupt Blöcke und Schotter nur vereinzelt zur Ablagerung wie an der belgischen und holländischen Meeresküste.

An flachen Sandküsten brechen sich die Wellen nicht mit derselben Gewalt wie an Steilküsten; der Sand wird durch Wellenschläge zu langgestreckten seichten Wülsten aufgeworfen, die durch seichte Rinnen in regelmäßigen Abständen getrennt sind. Solche Wellenfurchen oder Ripelpelmarken sind auf den Schichtflächen von Sandsteinen aus früheren Erdzeitaltern noch deutlich zu beobachten.



Fig. 46.

Sandsteinkoncretion, die sich um zwei Gesteinstrümmer angelegt hat.

Aus dem jüngeren Tertiär Niederösterreichs.

(Halbe Naturgröße.)



Fig. 47. Fährte des Hinterfußes von *Chirotherium*.

Aus dem Buntsandstein (Trias) von Aura bei Kissingen.

($\frac{1}{6}$ der natürlichen Größe.)

Die Platte stellt die Unterseite einer Sandsteinplatte dar; nachdem das Tier (*Chirotherium*) seine Fährte in den feuchten Sand Schlamm eingedrückt hatte, trocknete derselbe in der Sonne aus und erhielt Sprünge („Trockenrisse“). Eine neue Welle breitete frischen Schlamm darüber, welcher die Fährte und die Risse abformte, die daher auf der Unterseite dieser Schlammschichte als erhabene Ausgüsse erscheinen. Original im geologischen Institute der Wiener Universität.

Brennt die Sonne während der Ebbezeit auf den Sand- und Schlammstrand, so entstehen netzartig sich kreuzende Spalten und Risse, die sogenannten Trockenrisse. Legen die bei der Flut vordringenden Wellen eine neue Sand- oder Schlammschicht über diese zersprungene Schicht, so füllt der Sand die Trockenrisse aus; wird der Sand im Laufe der Zeit zu Sandstein verkittet, so finden sich dann auf der Unterseite der jüngeren Sandsteinschichte die Trockenrisse der Oberseite der älteren Schichte als Wülste ausgeprägt. Wo dann die Sandsteinbänke in Falten gelegt und stark gestört sind, bietet uns die Lage der Trockenrisse und ihrer Ausfüllungen ein untrügliches Mittel zur richtigen Orientierung der Schichten (Fig. 47).

Sehr häufig zeigen Schichtflächen feinkörniger Sandsteine grubige Vertiefungen. Sie mögen zum Teil von Regentropfen herrühren (Fig. 48), die während der Ebbezeit auf die Schichtfläche niederfielen, zum Teil sind sie als

zerplatzte Gasblasen zu betrachten, wie man dies im Schlamm der Straßengräben oder im Schlamm Boden von Seen beobachten kann.

Die Gerölle umsäumen die Steilküsten der Meere nur in einem verhältnismäßig schmalen Streifen; der leichtere Sand kann weiter gegen das Meer verschwemmt werden, noch weiter der feine Tonschlamm. Dennoch erreicht die Breite des Gesteinsgürtels, der aus den zerstörten Küstenfelsen hervorgeht, in der Regel nur eine Breite von 40 geographischen Meilen.

Das Tierleben in den verschiedenen Streifen des Küstengürtels ist außerordentlich mannigfaltig. Zwischen den Blöcken am Steilabfall der Küste leben große Austern und andere dickschalige Muscheln, die durch die Brandungswellen keinen Schaden erleiden, schwere und dickschalige Seeigel liegen zwischen den Blöcken und Meereicheln heften sich an den Steinen an.

Ein ganz anderes Tierleben tritt uns in den ruhigen Sandbuchten entgegen. Dünn-schalige Muscheln leben im Sande vergraben und die dickschaligen Muscheln fehlen. Im Schlamm Boden leben zahllose Schnecken.

Die Leichen dieser Tiere werden meist an Ort und Stelle eingebettet, wo sie zugrunde gegangen sind. Nebeneinander und gleichzeitig kommen also Schichten zur Ablagerung, die sich nicht nur durch ihre Zusammensetzung, sondern auch durch die in ihnen eingeschlossenen Tierleichen wesentlich unterscheiden. Man nennt diese unter verschiedenen physikalischen Bedingungen und in verschiedenen Lebensbezirken gleichzeitig abgelagerten Gesteine die „Faziesbildungen“ eines und desselben Meeres.



Fig. 48. Schichtfläche eines Flyschsandsteines mit Eindrücken von fossilen Regentropfen.

(Aus dem Steinbruche von Grinzing in Wien.)
($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Das Studium der Faziesverhältnisse der heutigen Meere ist für die Erdgeschichte von hoher Bedeutung, da auch in früheren Formationen dieselben Verhältnisse wie an den

Meeresküsten der Gegenwart herrschten. Die gleichalterigen Meeresgesteine aus ein und demselben Abschnitte der Erdgeschichte sind nicht nur sehr verschiedenartig beschaffen und als Konglomerate, Breccien, Sande und Sandsteine, Mergel, Tone usw. entwickelt, sondern sie enthalten auch ganz verschiedene Organismen, je nachdem sie in ruhigem oder brandendem, seichtem oder tiefem Wasser abgelagert worden sind.

Ablagerungen durch die Tätigkeit der Gletscher.

Der Gesteinsschutt, der auf der Oberfläche der Gletscher talab transportiert wird, häuft sich am abschmelzenden Gletscherende mit der am Gletscherboden fortgeschleppten Grundmoräne zu einem Wall an, dem Endmoränenwall. Zieht sich der Gletscher langsam zurück, so läßt er beim Abschmelzen den Moränenschutt in dem von ihm ausgeschürften Zungenbecken liegen.

Die Moränen bestehen aus eckigen und abgerundeten Gesteinstrümmern der verschiedensten Größe, welche ausnahmslos aus dem vom Gletscher und den zugehörigen Firnmulden bedeckten Gebiete stammen, sowie aus dem Schleifmehl und Schlamm der Grundmoräne. Die Moränen erscheinen also in der Regel als ein lehmiges, blockführendes Gestein, in welchem die einzelnen Gesteinstrümmern ungesichtet verteilt sind. Wo die Geschiebe überhandnehmen, geht die Moräne in ein Konglomerat mit lehmigem Zwischenmittel über.

Ablagerungen in Flüssen und Seen.

Der aus dem Gletschertor tretende Bach wälzt einen großen Teil des Moränenschuttes weiter, so daß sich vor der Stirne eines Gletschers ein weites Schotterfeld ausdehnt. Durch das Rollen und Wälzen im Gletscherbache verlieren die Gesteinstrümmern ihre Kanten und Ecken und werden allmählich zu flachen eiförmigen Geschieben. Jetzt tritt auch eine Sichtung der Gesteinstücke ein; je weiter dieselben vom Flusse gewälzt werden, desto gleichmäßiger wird ihre Größe und ihre Form, wie wir in den Schottern der Donau bei Wien sehen können. Der feinere Sand und Schlamm (der blaue Donauschlamm wird „Silt“ genannt) wird in ruhigen Seitenarmen abgesetzt oder bei Hochwässern über das Inundationsgebiet ausgebreitet.

Führt ein Fluß durch ein Seebecken wie der Rhein durch den Bodensee und die Traun durch den Traunsee, so bleibt der Schotter und Schlamm im See zurück und der trüb eintretende Fluß verläßt das Seebecken klar. Der See wirkt also als Klärbecken. Der Fluß schüttet am Eingange in den See einen Schotterkegel auf, wie man an der Eintrittsstelle des Schmittenbaches bei Zell am See und der Eintrittsstelle des gegenüberliegenden Thumersbaches beobachten kann. Einen solchen Schotterkegel nennt man ein Delta. Ein ebensolches Delta entsteht dort, wo ein Strom in das Meer einmündet (Nil, Mississippi, Po, Donau usw.).

In Seen kommt, da der von den Flüssen eingeführte Schotter in den Deltas liegen bleibt, vorwiegend Tonschlamm zum Niederschlag. In einzelnen Seen sinkt Kalkschlamm zu Boden und auf diese Weise entstanden z. B. die Süßwasserkalke von Ameis bei Laa in Niederösterreich und am Eichkogel bei Mödling.

Ablagerungen durch die Tätigkeit des Windes.

Die Stürme in Zentralasien und China wirbeln ungeheure Mengen von Staub auf und tragen ihn weit fort. So häuft sich im Laufe der Zeit in den Steppen der verwehte Staub zu Schichten von vielen hundert Metern an wie in China. Dieses vom Winde zusammengewehte Gestein, der Löß, ist ein gelblicher, mürber, meist ungeschichteter, feinpulveriger, kalkreicher Lehm, der die Eigenschaft hat, bei der Verwitterung in senkrechten Wänden stehen zu bleiben und Terrassen zu bilden, die den Eindruck künstlich angelegter Stufen bilden (Fig. 49).

In China wohnen Millionen von Menschen in künstlichen Lößhöhlen; auch der Löß Niederösterreichs eignet sich sehr gut zur Anlage von künstlichen Höhlen, den „Erdställen“; in der Gegend von Krems an der Donau sind zahlreiche Weinkeller in den Löß gegraben. Dann und wann trifft man

im Löß kalkige, weiße, mürbe Konkretionen von eigentümlicher Gestalt, im Volksmunde „Lößkindeln“ genannt.

Die Verbreitung des Löß in Österreich und Deutschland zeigt seine Abhängigkeit vom Laufe der großen Flüsse. In der Nähe derselben wie längs der Donau und des Rheins ist er sehr mächtig entwickelt; er stellt hier den in der Eiszeit verwehten Hochwasserschlamm dar, der durch Ostwinde

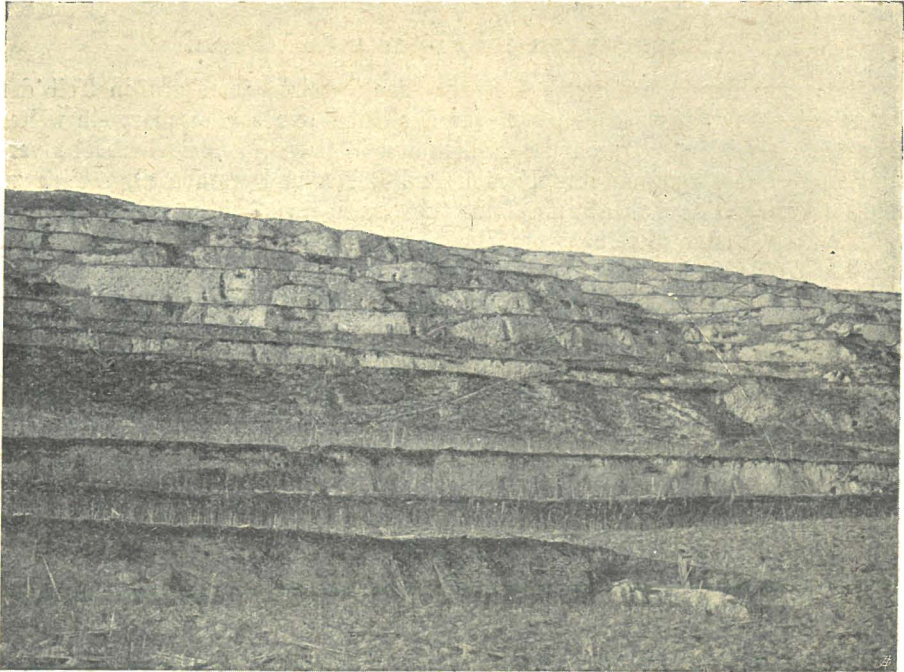


Fig. 49. Lößterrassen am Gobelsberg bei Gedersdorf östlich von Krems.
(Nach einer Photographie von Dr. A. E. Forster.)

an den Steilabfall der böhmischen Masse in der Gegend von Krems und Langenlois hoch hinaufgeweht wurde. Zu dieser Zeit herrschte in Österreich ein Steppenklima wie heute in Zentralasien. Über 500 *m* Meereshöhe steigt er bei uns nicht hinauf, liegt aber in China noch in einer Meereshöhe von 2000 *m*. Der Löß ist eine unerschöpfliche Fundgrube eiszeitlicher Säugetiere, namentlich des Mammuts; die Chinesen halten daher das Mammut für ein heute noch lebendes Tier, das nach Art des Maulwurfes in der Erde lebt.

D. Die Gesteinsbildung durch Organismen.

I. Tiere als Gesteinsbildner.

Die Entstehung des Korallenkalkes.

Die Riffkorallen der Gegenwart. Nur in warmen Meeren, deren Temperatur nicht unter 20° herabsinkt, können Riffkorallen reichlich gedeihen; wenige Arten leben noch bei einer beständigen Temperatur von 18°. Die

Heimat der Riffkorallen sind daher die Meere zwischen dem nördlichen und südlichen 28. Breitengrad.

Riffkorallen sind also ausgesprochene Tropenbewohner. Ihre Verbreitung ist aber nicht nur von der Meerestemperatur, sondern auch von der Reinheit des Wassers und dessen Salzgehalt abhängig.

Das Absterben der Korallen in schlammigem Wasser scheint damit zusammenzuhängen, daß in einem solchen die frei im Meere treibenden kleinen Organismen fehlen (das „Plankton“), welche die Hauptnahrung der Korallen bilden. Wo Süßwasser in das Meer einströmt, also an den Flußmündungen, finden sich niemals Riffkorallen. Die Riffkorallen gehen zugrunde, wenn sie nicht reichlich Licht und Sauerstoff zur Verfügung haben. Sie gedeihen daher nur in den oberen, gut durchleuchteten und durchlüfteten Wasserschichten; in einer Tiefe von etwa 40 m unter dem Meeresspiegel findet keine Riffbildung mehr statt. Die Lebensgrenzen der Riffkorallen sind also sehr enge gesteckt.

Einzelne Riffkorallen wachsen ungemein rasch; man hat beobachtet, daß eine ästige *Madrepora* in drei Monaten um 13 cm in die Höhe wuchs, während die massigeren Stockkorallen etwa zehnmal langsamer wachsen. Die häufigsten Riffkorallen gehören zur Familie der Madreporiden (Fig. 50).

Die verschiedenen Formen der Korallenriffe. Da die

Riffkorallen in seichtem Wasser leben, so sollte man erwarten, daß sie sich stets in Form von Säumen an die Küsten anlehnen. Dies ist keineswegs Regel; wir müssen folgende Korallenrifftypen unterscheiden:

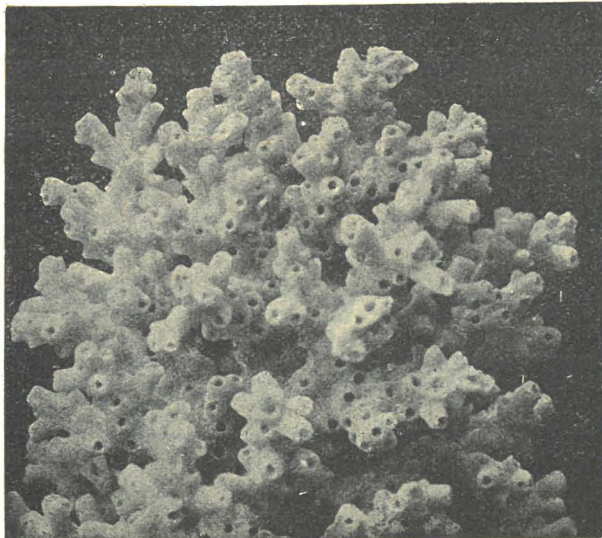


Fig. 50. Kalkskelett einer der häufigsten Riffkorallen (*Madrepora*)
(Nach Smalian.)

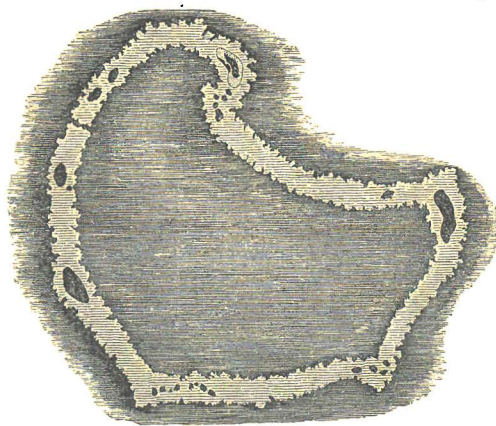


Fig. 51. Karte des Stewart-Atolls im Stillen Ozean.

Das Meer dunkel schraffiert, das Korallenriff hell, die über den Meeresspiegel als Inseln hervorragenden, mit Vegetation bedeckten Teile des Riffes schwarz.

(Nach F. von Hochstetter.)



Fig. 52. Lebendes Korallenriff.

Außenrand des großen australischen Barriereriffes.
(Photographie von W. Saville Kent.)

seeinseln sind Wallriffe vorgelagert. Das berühmteste Wallriff ist das „Great Barrier“ an der Nordküste Australiens (1800 km lang und durch einen Meeressarm von 80—90 km Breite vom Festland getrennt). Die Atolle der Südsee

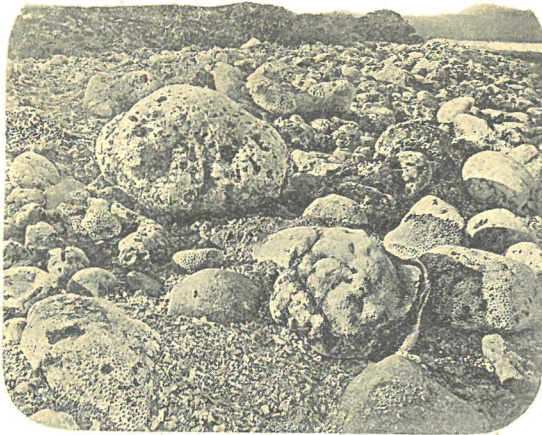


Fig. 53. Abgestorbenes Korallenriff.

Großes australisches Barriereriff: zwischen den von der Brandung gerollten Korallenstücken häuft sich der „Korallensand“ (Trümmer von zerriebenen Korallen) an.
(Photographie von W. Saville Kent.)

fallen meist mit einem Böschungswinkel von 10 bis 60° steil in die Meerestiefen ab; der Absturz kann mehrere tausend Meter tief sein. Im Pazifischen Ozean kennt man etwa 300 Atolle.

Durch Tiefbohrungen auf dem Atoll Funafuti (im Norden der Fidschiinseln) wurde festgestellt, daß die Korallenbauten bis in 334 m Tiefe hinabreichen. In einer solchen Tiefe können keine Riffkorallen gedeihen und es müssen daher Veränderungen im Meeresspiegel vor sich gegangen sein; die ganze Koralleninsel muß sich gesenkt haben.

Nun wird auch die Ringform der Atolle klar. Ursprünglich bildeten die Korallen ein Saumriff um eine vulkanische Insel; diese sank, die Korallen bauten nach oben und bildeten ein Wallriff; die Insel sank tiefer, der Vulkan verschwand im Meere, aber die Korallen bauten weiter in die Höhe. So erklären sich auch die fürchterlich steilen Abstürze der Außengehänge eines

1. Saum- oder Küstenriffe, die sich unmittelbar an die Küste anlehnen.

2. Wall- oder Barriereriffe, die sich gleichfalls entlang der Küsten ausdehnen, aber durch einen schmalen Meeressstreifen von ihnen getrennt sind.

3. Atolle oder Lagunenriffe, die als runde oder ovale Ringe eine weite, seichte Lagune einschließen und scheinbar unvermittelt aus den größten Meerestiefen aufragen (Fig. 51).

Saumriffe finden wir im Roten Meere, an den Küsten der westindischen Inseln, an Ceylon usf.; den hohen Südseeinseln sind Wallriffe vorgelagert. Das berühmteste Wallriff ist das „Great Barrier“ an der Nordküste Australiens (1800 km lang und durch einen Meeressarm von 80—90 km Breite vom Festland getrennt). Die Atolle der Südsee

fallen meist mit einem Böschungswinkel von 10 bis 60° steil in die Meerestiefen ab; der Absturz kann mehrere tausend Meter tief sein. Im Pazifischen Ozean kennt man etwa 300 Atolle.

Durch Tiefbohrungen auf dem Atoll Funafuti (im Norden der Fidschiinseln) wurde festgestellt, daß die Korallenbauten bis in 334 m Tiefe hinabreichen. In einer solchen Tiefe können keine Riffkorallen gedeihen und es müssen daher Veränderungen im Meeresspiegel vor sich gegangen sein; die ganze Koralleninsel muß sich gesenkt haben.

Nun wird auch die Ringform der Atolle klar. Ursprünglich bildeten die Korallen ein Saumriff um eine vulkanische Insel; diese sank, die Korallen bauten nach oben und bildeten ein Wallriff; die Insel sank tiefer, der Vulkan verschwand im Meere, aber die Korallen bauten weiter in die Höhe. So erklären sich auch die fürchterlich steilen Abstürze der Außengehänge eines

solchen Atolles. Der Ring zeigt die Umrisse der ehemals aus dem Meere emporragenden Insel an.

Das Tierleben der Korallenriffe. Die Oberfläche eines Korallenriffes bietet ein Bild von unvergleichlicher Farbenpracht. Die halbkugeligen und schirmartigen, die massigen und ästigen Korallen stehen, in allen Farben leuchtend, nebeneinander (Fig. 52).

In jedem einzelnen Korallenstock regt sich ein reiches Tierleben. Hunderte und tausende von Muscheln, Schnecken, Seesternen, Krebsen, Krabben, Seeigeln und Würmern leben in den Nischen und Spalten der Korallenstöcke und jagen auf dem Riff, in dessen Höhlungen prachtvoll gefärbte Fische schwimmen.

Fortwährend bricht die Brandung Teile der Korallenstöcke los, wälzt und zerreibt sie auf dem Riff und die gerollten Korallentrümmer kollern an den Abhängen des Riffes in die Tiefe.

So farbenprächtigt das Bild eines lebenden Riffes ist, so monoton ist jenes eines absterbenden (Fig. 53). Von der ursprünglichen Zartheit der verästelten Korallen und den bunten Farben bleibt nichts zurück; was die Brandung nicht zerstörte, vollbringen die rastlos arbeitenden Scheren der räuberischen Krebse, die das Riff bewohnen. Muschelscherben, Asttrümmer von Korallen, Schalentäfelchen von Seeigeln und Stielglieder von Seelilien liegen wirr nebeneinander.

Auf diese Weise häuft sich zwischen dem lebenden Riff und der Küste ein grober Kalksand an, welcher langsam alle Spalten und Vertiefungen des absterbenden Riffes ausfüllt. So entsteht allmählich ein zuerst löcheriger, dann immer dichter werdender Kalk, der Korallenkalk, oder Riffkalk, in welchem die Korallenstruktur kaum mehr sichtbar ist. Gut erhalten bleiben nur die Korallenstöcke, welche die Brandung an der Außenseite des Riffes losreißt und die in die Tiefe kollern, wo sie vor weiterer Zerstörung geschützt sind.

Der von den Wellen weggespülte, fein zerriebene Kalkschlamm wird bis in eine Entfernung von 20 km vom Riff verschleppt. Er sinkt langsam zu Boden und bildet dort Schichten von reinem Kalk, die wie ein Kranz das Korallriff umsäumen.

Die Gesteine, die sich auf und an einem Riff bilden, sind entweder kalkig (mit größerem Gehalt an kohlen-saurem Kalk) oder dolomitisch (mit größerem Gehalt an kohlen-saurer Magnesia) und es entsteht daher entweder Kalkstein oder Dolomit.

Fossile Korallenriffe. Unsere Alpen bieten an zahlreichen Stellen vorzügliche Beispiele von Korallenriffen aus früheren Erdzeitaltern. Die meisten

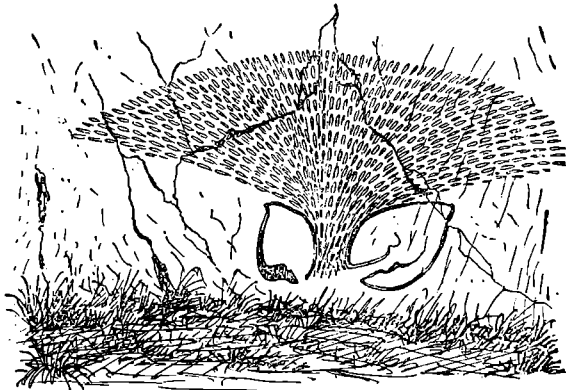


Fig. 54. Dachsteinkalkwand aus dem Sirningdurchbruche südlich von Puchberg am Schneeberg.

In der Mitte eine große Riffkoralle, unter ihr die Durchschnitte zweier „Dachsteinbivalven“ (*Megalodus*), im Volksmunde „Kubtritte“ genannt.
(Nach E. Sues und F. Karrer.)

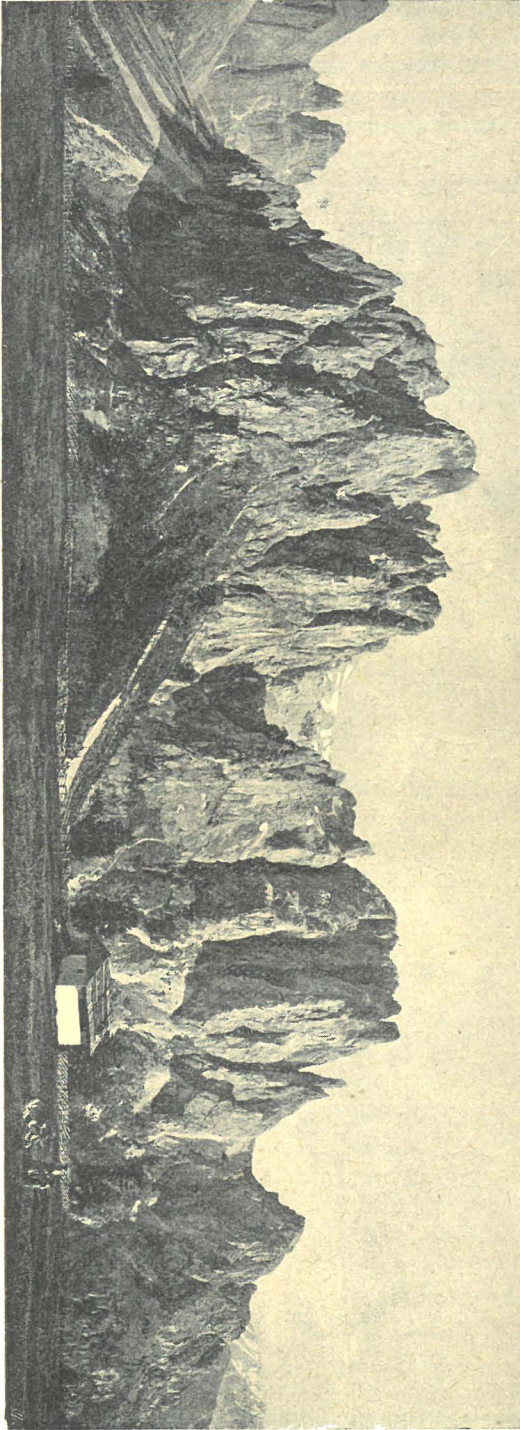


Fig. 55. Der Rosengarten in Südtirol, eine zerstörte Korallriffgruppe aus der Triasformation.
(Nach einer Photographie der Photoglob Co., Zürich.)

Korallenriffe der Kalkalpen sind in der Triasformation aufgebaut worden (Fig. 55 und 56). Im „Hauptdolomit“, „Schlerndolomit“ und „Dachsteinkalk“ der Alpen läßt sich an vielen Orten die ehemalige Riffnatur nachweisen. Freilich ist die Korallenstruktur nur in seltenen Fällen erhalten, ebenso wie in den Riffkalken der Gegenwart.

Eine Stelle, wo in klarster Weise die Korallriffnatur des Dachsteinkalkes hervorgeht, liegt unweit von Wien, südlich von Puchberg am Schneeberg im Sirningdurchbruch bei Ödenhof. Die angeschnittene Gesteinswand zeigt die Durchschnitte zweier großer Muscheln, der riesigen „Dachsteinbivalve“ *Megalodus*, die bis 30 cm Durchmesser erreicht. Zwischen den beiden Muscheln wächst ein großer Korallenstock, eine *Thecosmilia*-Art, hervor und breitet sich schirmförmig über die an ihrem Fuße liegenden Muscheln aus (Fig. 54).

Ein vorzügliches Beispiel für ein altes Korallenriff aus der Triasformation ist das berühmte „Richthofenriff“ in Südtirol. Am Fuße des Schlern bei Bozen liegt eine aus gerollten Korallenstöcken gebildete Ablagerung, der „Cipitkalk“ (im Cipitbache aufgeschlossen): es ist ganz dasselbe Hautwerk gerollter Korallen, wie es sich heute am Fuße der Steilabstürze der Korallenriffe bildet. (Vgl. Fig. 56, p. 73.)

Neben ungeschichtetem Dolomit und Kalk tritt in engster Verbindung geschichtetes Gestein auf. Ohne Zweifel sind es dieselben Bildungen wie jene, die heute als breite Gürtel die

Korallenriffe umsäumen und aus dem vom Riffe verschwemmten Kalkschlamm bestehen.

In der Nähe Wiens ziehen aus der Gegend von Ernstbrunn bei Korneuburg einzelne, durch die weiße Gesteinsfarbe auffallende Kalkberge gegen Norden bis an die Thaya. Der vereinzelt Kalkkegel von Staatz, die Berge von Falkenstein, Nikolsburg und Polau gehören diesem Zuge an. Die Berge bestehen aus Korallenkalken von außerordentlicher Reinheit (bis 99.9% kohlen-saurer Kalk), die in der Juraformation entstanden sind. Prächtige Versteinerungen lösen sich beim Zerschlagen des Gesteins; tausende Steinkerne von riffbewohnenden Muscheln und Schnecken treten hier auf, begleitet von Stielgliedern von Seelilien, Krebsen usw., kurz, es tritt uns eine Tiergesellschaft in ähnlicher Gruppierung entgegen, wie wir sie heute auf einem lebenden Riff antreffen.



Fig. 56. Ein Korallenriff aus der unteren Triasformation der Südalpen.

Der Kamm der Roßzähne ober der Mahlknechtthütte in den Südtiroler Dolomiten. Im Vordergrund: Lavaströme (L), aus Melaphyr bestehend. Darüber (T) Tuffe. In diesen vulkanischen Tuffen keilt sich das Korallenriff, der Schlierndolomit, aus und das durch seine helle Farbe leicht kenntliche Gestein löst sich am Ende des Riffes (hinter der Zirbe im Mittelgrunde) in einzelne Blöcke auf, die aus wohl erhaltenen Korallen bestehen. Wiederholt erstickten die später zu Tuffen verfestigten, aus Vulkanen ausgeworfenen Aschen das Leben am Rande des Riffes.

(Nach C. Diener und G. A. von Arthaber.)

Die Gesteinsbildung durch niedere Tiere im allgemeinen.

Die Gesteine, welche aus der Zerstörung der Meeresküsten hervorgehen, bilden nur einen verhältnismäßig schmalen, höchstens 40 Meilen breiten Saum um die Festländer. In größerer Entfernung von der Küste kommt auch kein Tonschlamm mehr zur Ablagerung, der durch die Wellen von den Küsten gegen die hohe See verschwemmt wird.

Die Sedimente, die sich in größerer Entfernung von der Küste bilden, bestehen fast ausschließlich aus den Schalen und Gehäusen von Meerestieren, unter denen die mikroskopisch kleinen Foraminiferen die erste Rolle spielen. Auf diese Weise bildet sich ein gelber oder grauer, aus Milliarden von kleinen

Kalkschalen zusammengesetzter Schlamm, in welchem namentlich die Gehäuse der Foraminiferengattung *Globigerina* vorherrschen, welche wie die anderen winzigen Foraminiferen freischwebend im Meere treibt, also eine „planktonische Lebensweise“ führt. Wie ein ununterbrochener Regen sinken die Leichen dieser Tierchen zu Boden und häufen sich auf dem Meeresboden zum Globigerinenschlamm der Tiefsee an (Fig. 57).

Neben den Schalen der Foraminiferen enthält dieses Gestein die kieselchaligen Gehäuse von Radiolarien sowie ungeheure Mengen von Geißelinfusorien, die in scheibenförmige oder pilzförmige Kalkkörper zerfallen, die

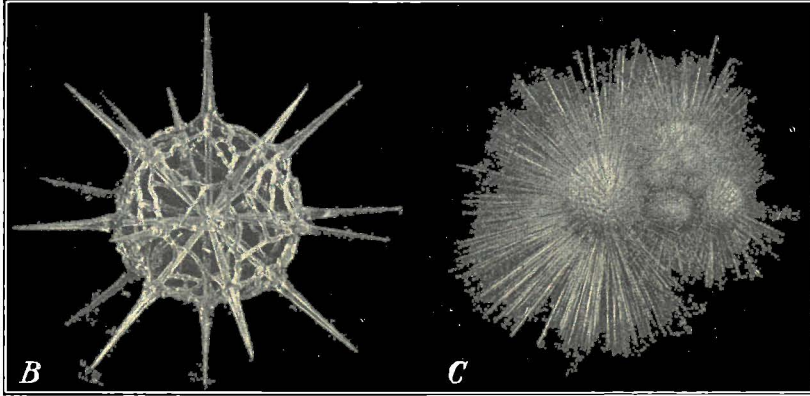


Fig. 18. *A* Probe des Globigerinenschlammes der Tiefsee, stark vergrößert. Unter den zahlreichen Gehäusen von Foraminiferen die von *Globigerina* vorherrschend. — *B* Radiolarie (*Stauraspis stauracantha*), 170 mal vergrößert. — *C* Gehäuse von *Globigerina bulloides*, 30 mal vergrößert.

(Fig. *A* nach J. Murray und J. Hjort, 1912, Fig. *B* und *C* nach H. F. Osborn, 1918.)

Kokkolithen, neben denen auch kugelige, aus mehreren Kokkolithen bestehende Körper auftreten, die Kokkosphären. Dazwischen finden sich einzelne Nadeln kieselgerüstiger Spongien und zahlreiche kieselchalige Algen, die Diatomeen, im Globigerinenschlamm der Tiefsee. Außerdem finden sich vereinzelt Trümmer von Mineralien.

In einigen Meeresgebieten, wie im Atlantischen Ozean, herrscht der Globigerinenschlamm vor, in anderen Gebieten wird derselbe durch das Überwiegen der Radiolarien zum Radiolarienschlamm oder durch das Überhandnehmen der Diatomeengerüste zum Diatomeenschlamm. In Tiefen unter 4000 *m* verschwinden die kalkschaligen Organismen gänzlich: es beginnt das Gebiet des Roten Tiefseetones (vgl. p. 61).

Die große räumliche Verbreitung des Globigerinenschlammes in den Tiefen der heutigen Meere legt den Gedanken nahe, daß wir auch unter den Gesteinen früherer Erdzeitalter analoge Bildungen vertreten haben. In erster

Linie ist die weiße Schreibkreide dem Globigerinenschlamm an die Seite zu stellen; auch sie besteht aus ungeheuren Mengen kalkschaliger Foraminiferen, deren Schälchen freilich bei der Schlammung und Aufbereitung zur technischen Verwendung ganz zerrieben und zerbrochen werden. In der Schreibkreide finden sich sehr häufig Feuersteinknollen, deren Kern häufig von einer Versteinerung (z. B. von einem Seeigelgehäuse oder einer Muschelschale) gebildet wird.

Im unteren Teile der Tertiärformation erlangen Foraminiferen als Gesteinsbildner eine hohe Bedeutung. Riesige Felsmassen wurden durch die Schalen der Foraminiferengruppe der Nummuliten aufgehäuft und namentlich unser Küstenland ist zu einem großen Teile aus Nummulitenkalken aufgebaut (Fig. 58).

Wenn auch die Foraminiferen bei der Gesteinsbildung heute und in früheren Zeiten der Erdgeschichte eine hervorragende Rolle spielen, so sammelten sich doch an verschiedenen Stellen die Kalkskelette und Kalkgehäuse anderer niederer Tiere so massenhaft an, daß sie mächtige Schichtbänke aufbauten. In der Triasformation Deutschlands sind einzelne Schichten ganz erfüllt von den



Fig. 58. Alttertiärer Nummulitenkalk.
(Natürliche Größe.)

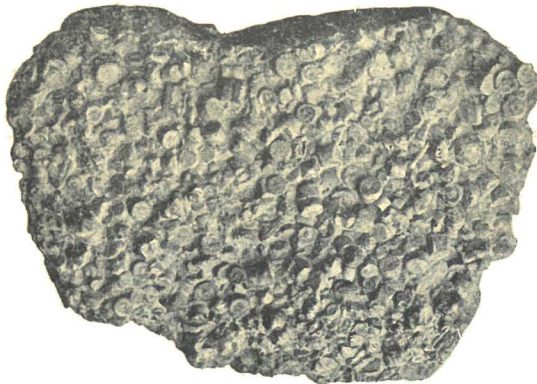


Fig. 59. Aus Stielgliedern von Seelilien (*Encrinurus liliformis*) bestehender Seelilienkalk oder Crinoidenkalk aus der Triasformation Deutschlands.
($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)



Fig. 60. Cerithiensandstein des sarmatischen Meeres der Miozänzeit von Atzgersdorf bei Wien.
($\frac{2}{3}$ der natürlichen Größe.)
Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

Stielgliedern der Seelilien oder Crinoiden, die sich zu einem dichten Kalkstein vereinigten (Fig. 59). Diese Stielglieder zerbrechen nach denselben Flächen wie Kalkspatkristalle, eine Eigentümlichkeit aller Echinodermen, die daher selbst in kleinen Bruchstücken in den Gesteinen leicht zu erkennen sind.

Auch Schnecken treten in Gesteinen zuweilen in solchen Mengen auf, daß man sie unter die gesteinsbildenden Tiere rechnen kann. Ein Schnecken-

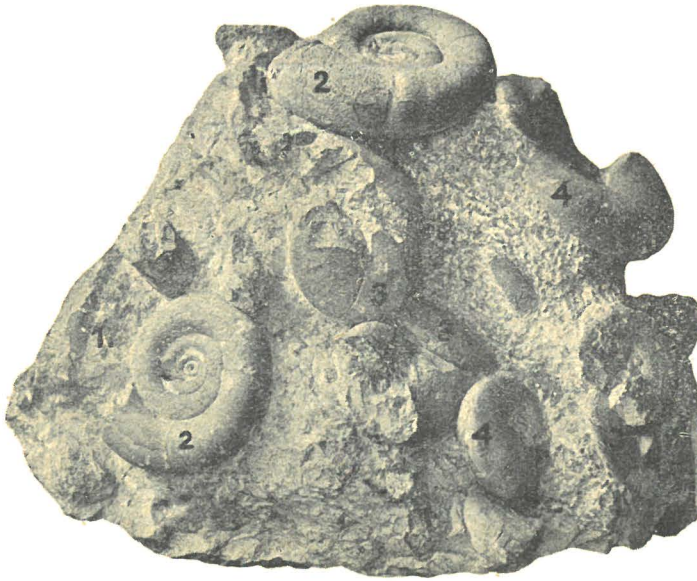


Fig. 61. Ammonitenkalk aus dem oberen (weißen) Jura von Stramberg in Mähren.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

1 *Aptychus Beyrichi*, 2 *Lyloceras quadrisulcatum*, 3 *Haploceras elimatum*, 4 *Phylloceras ptychoicum*. — Original im Paläontologischen Institute der Wiener Universität.

Korallenriffe von Stramberg in Mähren ist ein Beispiel dafür (Fig. 61).

In Südfrankreich sind sogar Kalksteine fast ausschließlich aus den Köchern der Larven von Frühlingsfliegen aufgebaut. Man nennt dieses Gestein den Indusienkalk (Fig. 62).

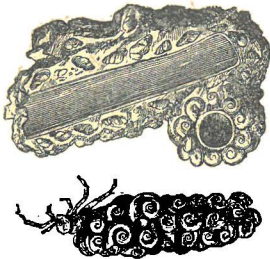


Fig. 62. Indusienkalk aus Frankreich, aus den Gehäusen von Frühlingsfliegenlarven aufgebaut.

a Lebende Frühlingsfliegenlarve, b das aus Larvengehäusen zusammengesetzte Gestein aus dem jüngeren Tertiär der Auvergne.

(Nach Ch. Lyell.)

gestein ist der Cerithiensandstein des Wiener Beckens, der aus Millionen von Gehäusen der Schnecken-gattung *Cerithium* besteht (Fig. 60).

Viele Kalksteine sind von Brachiopoden und Muscheln dicht gefüllt. Andere, wie die Ammonitenkalke, bestehen größtenteils aus den Gehäusen dieser ausgestorbenen Cephalopoden; der nebenstehend abgebildete Ammonitenkalk aus dem

Die Entstehung des Erdöls oder Petroleums ist auf die langsame Verwesung und Zersetzung tierischer Lebewesen (Fische usw.) zurückzuführen, wobei Kohlenwasserstoffverbindungen gebildet wurden, die man Bitumen nennt (Erdöl, Bergteer, Asphalt).

II. Pflanzen als Gesteinsbildner.

Die Entstehung der Kohle.

Den Ablagerungen der älteren Formationen sind häufig Steinkohlen, jenen der jüngeren Formationen Braunkohlen eingeschaltet. Den größten Steinkohlenreichtum weist die Steinkohlen- oder Karbonformation auf.

Daß die Kohlen pflanzlichen Ursprunges sind, unterliegt keinem Zweifel. In der Braunkohle ist noch sehr häufig die Holzstruktur so gut erhalten, daß der Ursprung dieser Kohlen einleuchtend ist. In den Steinkohlen sind jedoch, wenigstens mit freiem Auge, größere Pflanzenreste fast nie nachzuweisen. Erst unter dem Mikroskop erkennen wir, daß auch die Steinkohle pflanzlichen Ursprunges ist.



Fig. 63. Swamp in Virginien.

Sumpfpfypressen (*Taxodium distichum*) am Ostufer des Drummondsees in Virginien (Nordamerika).
(Photographie von Russell; Geological Survey of U. S. N. A.)

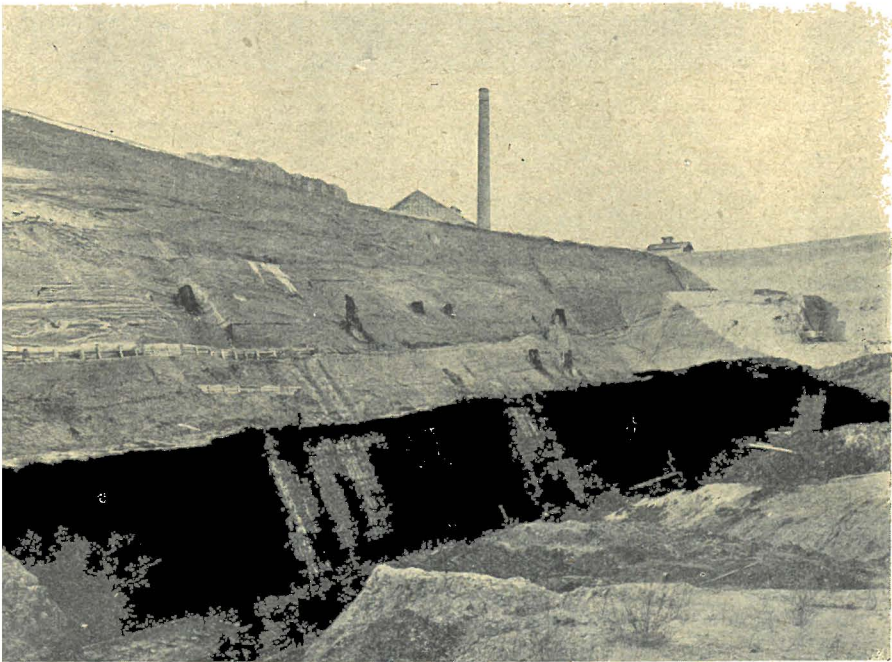


Fig. 64. Braunkohlentagbau von Zillingsdorf bei Wiener-Neustadt in Niederösterreich.

Unterst liegen zahlreiche dünne Braunkohlenflöze mit Stämmen und Ästen von Sumpfpfypressen (*Taxodium distichum*), die in einem Swamp der unteren Pliozänzeit wuchsen; einzelne Stümpfe ragen noch aus den feinen Schichten heraus, die in einem See abgelagert wurden, der auf die Bildung des Swamps folgte. Zuerst sind die Schichten eines Flusses sichtbar, dessen Strömung um einzelne Stämme Wirbel bildete. Die zeitliche Reihenfolge ist also: 1. Swamp, 2. See, 3. Fluß.

Die oft prachtvoll erhaltenen Pflanzenreste wie die Riesenfarne, Riesenrachelhalme, die Stämme und Wurzeln der Siegelbäume und Schuppenbäume usw. finden sich nie in der Steinkohle selbst, sondern in den Schiefen und Sandsteinen im „Hangenden“ und „Liegenden“ der Kohle.

Die meisten Steinkohlenflöze sind an Ort und Stelle entstanden, wo die Pflanzen gelebt haben, sie sind also der Mehrzahl nach „autochthon“. Einen Beweis dafür bilden die in den Flözen der Braunkohlentagebaue von Zillingsdorf (Niederösterreich) wurzelnden Stämme der Sumpfyzypresse (*Taxodium distichum*) (Fig. 64), welche noch heute ausgedehnte Bestände in den virginischen Waldsümpfen oder „Swamps“ in Nordamerika bildet (Fig. 63). Ein ähnliches Bild wie ein virginischer Swamp oder Waldmoor wird auch der Sumpfyzypresenwald der Zillingsdorfer Gegend in der Tertiärformation geboten haben.

Nicht nur Waldmoore haben den Stoff für die mächtigen Steinkohlenflöze geliefert; auch Torfmoore sind als Entstehungsstätten von Kohle zu betrachten.

Wenn wir die chemische Zusammensetzung der Holzfaser mit Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit und Graphit vergleichen, so erhalten wir folgende Übersicht:

	In Prozenten			
	C (Kohlenstoff)	O (Sauerstoff)	H (Wasserstoff)	N (Stickstoff)
Holzfaser (Gegenwart)	50	43	6	1
Torf (Gegenwart und Eiszeit) . . .	59	33	6	2
Braunkohle (Eiszeit und Tertiär)	69	25	5·5	0·5
Steinkohle (mesozoisch und paläozoisch)	82	12·5	5	0·5
Anthrazit (paläozoisch)	95	2	3	Spur
Graphit (paläozoisch und archäozoisch)	100	—	—	—

Man sieht also deutlich, daß der Verkohlungsprozeß im wesentlichen auf der Entgasung der Holzfaser beruht. Sauerstoff, Wasserstoff und Stickstoff entweichen langsam, indem sich Sauerstoff mit Kohlenstoff zu Kohlensäure (CO_2) vereinigt, die in den Kohlengruben als „Schwaden“ gefürchtet ist, während eine gasförmige, sehr explosive Kohlenwasserstoffverbindung (CH_4 , „schlagende Wetter“) gleichfalls noch heute aus der Steinkohle entweicht. Auf diese Weise werden die zurückbleibenden Pflanzenleichen immer kohlenstoffreicher, je gasärmer sie werden, und da dieser Prozeß ungeheure Zeiträume hindurch andauert, so wird langsam aus der Holzfaser Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit und endlich Graphit, der aus reinem Kohlenstoff besteht wie der Diamant. Mitunter tritt aber der Graphit auch in Gängen auf und ist in diesem Falle als Niederschlag kohlenstoffreicher Gase anzusehen.

Die Gesteinsbildung durch Pflanzen im allgemeinen.

Als Gesteinsbildner spielen außer den die Kohlen und den Torf zusammensetzenden Pflanzen nur die Algen eine Rolle; einzelne Gruppen unter ihnen bauen aber mächtige Felsen auf.

An erster Stelle sind die kalkabscheidenden Rotalgen oder Florideen zu nennen, unter welchen die Gattung *Lithothamnium* oder *Nullipora* namentlich vom mittleren Tertiär an mächtige Riffe aufbaut. Im Wiener Becken sind solche Lithothamnienkalke an sehr vielen Stellen erhalten und bezeichnen

Untiefen des damaligen Meeres. Im Nulliporenkalk trifft man meist nur kleine Äste dieser Kalkalgen an; zuweilen findet man jedoch die oft faustgroßen unversehrten Knollen (Fig. 65).

Unter den Schlauch- oder Röhrenalgen aus der Gruppe der Grünalgen oder Chlorophyceen ist die Gattung *Diplopore* zu nennen, die viele hundert Meter mächtige Kalkfelsen unserer Alpen in der Triasformation aufgebaut hat. Während im frischen Bruch die Umriss der kalkigen Röhren kaum sichtbar sind, treten die ringförmigen Querschnitte auf den angewitterten Gesteinsflächen sehr deutlich hervor. Die weichen Stiele der Algen sind zerstört und nur die Kalkkruste blieb als Röhre erhalten. Die Gattungen *Diplopore* und *Gyroporella* bilden den Diploporenkalk (Fig. 66) und Gyroporellenkalk.

Süßwasserdiatomeen haben sich in der Tertiär- und Quartärzeit an vielen Stellen (z. B. bei Franzensbad) zu mehrere Meter mächtigen Lagen angehäuft.



Fig. 65. Nulliporenkolonie.
Ein Stock von *Nullipora ramosissima* (= *Lithothamnium ramosissimum*) aus dem mediterranen Miozänstege von Möllersdorf bei Baden im Wiener Becken.
(Querschnitt in $\frac{1}{3}$ der nat. Größe.)
Original in der geologischen Reichsanstalt.

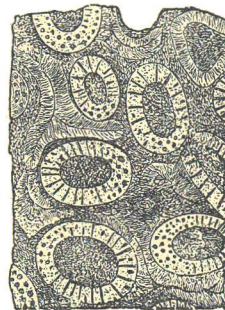


Fig. 66. Diploporenkalk aus der oberen Alpentrias.
(Nach J. Felix).
(Dreimal vergrößert).

Übersicht der wichtigsten Gesteine.

I. Eruptivgesteine.

A. Tiefengesteine.

1. **Granit.** — Gemengteile: Quarz, Orthoklas, Glimmer. — Der Quarz ist durch den Fettglanz der Bruchflächen, Orthoklas durch den Glasglanz der Spaltflächen, Biotit durch die blätterige Struktur leicht zu unterscheiden. Der Quarz ist farblos bis rauchgrau, der Orthoklas gelblich, weiß oder rötlich, der Biotit braun bis schwarz gefärbt. Auch heller Muskovit (Kaliglimmer) beteiligt sich am Aufbaue mancher Granite. Neben dem Orthoklas (monoklin) tritt Plagioklas (triklin) auf.

In Beziehung zum Granit stehen auch manche hellgefärbte Ganggesteine, Schmelzflüsse, die in schmäleren Klüften der festen Erdkruste zur Erstarrung kamen. Hieher gehören der:

Aplit, ein feinkörniges Quarz-Feldspatgemenge und

Pegmatit, ein grobkörniges Gestein aus Quarz, Kalkfeldspat und Muskovit bestehend. (Im übrigen sind auch die anderen Massengesteine von Ganggesteinen begleitet.)

2. **Quarzfremde Tiefengesteine.** — **Syenit** ist ein Gemenge von gelbem bis rotem Orthoklas mit Hornblende oder Biotit. — **Diorit** besteht meist

aus Plagioklas mit Hornblende oder Biotit vermenget. — **Gabbro** ist ein aus Plagioklas und Pyroxen (mit oder ohne Olivin) zusammengesetztes Gestein.

B. Ergußgesteine.

I. Junge Ergußgesteine.

1. **Liparit** (Rhyolith). — Besteht aus einer feinkörnigen, porösen, dichten Grundmasse von grauer, gelblicher oder rötlicher Farbe, in welcher heller Quarz, Sanidin, Glimmer und Hornblende eingesprengt sind.

Vitrophyr ist ein Liparit mit glasig erstarrter Grundmasse (S. 7.)

Obsidian ist ein Vitrophyr ohne Einsprenglinge, also ein reines Glas.

In der Gegenwart spielt der Liparit als Ergußgestein keine große Rolle; die meisten Ergüsse fallen in die Tertiärzeit.

2. **Trachyt**. — Ein Gemenge von Sanidin, Hornblende und Glimmer (der Quarz fehlt).

Phonolith enthält in einer dichten Grundmasse Sanidin und Nephelin. Er sondert sich in Platten ab, die beim Anschlagen einen hellen Klang geben (daher „Klingstein“ genannt). Die meisten Phonolithergüsse fallen in die Tertiärzeit.

3. **Andesit** (nach den Anden benannt). — Einsprenglinge von Plagioklas, Hornblende, Augit, auch Biotit (Quarz fehlt); in der Grundmasse entweder Glas oder eine zweite Generation der als Einsprenglinge angeführten Minerale, auch Magnesit. — Das häufigste Ergußgestein der känozoischen Epoche.

Dacit (nach Dacia = Siebenbürgen benannt) ist ein quarz- und biotithältiger Andesit.

4. **Basalt**. — In einer grauen bis tiefschwarzen Grundmasse von größerem Magnetitgehalte liegen Feldspat tafeln, Augitkörner, Hornblendeprismen und Kristalle oder Körner von Olivin. Mitunter ist der Basalt ganz kristallfrei. — Die größten Basaltergüsse (S. 52—54) fallen in die Tertiärzeit; heute ist der Kilaueakrater auf Hawaii ein Beispiel für einen Vulkan mit basaltischen Laven.

2. Alte Ergußgesteine.

1. **Quarzporphyr**. — Der Vorläufer des Liparit in der paläozoischen und mesozoischen Epoche. Die meisten und bedeutendsten Ergüsse gehören der Permformation an. Die Grundmasse ist nicht porös, sondern kompakt. — Der Quarzporphyr ist als das Ergußgestein granitischer Magmen anzusehen.

2. **Porphyr**. — Entspricht dem Trachyt; er ist ein Ergußgestein syenitischer Magmen.

3. **Porphyrit**. — Mit diesem Namen bezeichnet man die vortertiären Andesite. Der Porphyrit ist das Ergußgestein dioritischer Magmen.

4. **Melaphyr**. — Melaphyre nennt man die stark verwitterten Basalte der paläozoischen Epoche. Ein schwach verwitterter Melaphyr kann von Basalt nicht unterschieden werden.

5. **Diabas**. — Eines der ältesten Eruptivgesteine der archäozoischen und paläozoischen Epoche; die Grundmasse dieses Ergußgesteines ist nicht felsitisch,

sondern erdig und stets grün gefärbt (herrührend von Chlorit, der aus dem Zerfalle des Augits entstand).

II. Absatzgesteine oder Sedimente.

A. Trümmergesteine oder klastische Gesteine.

- | | |
|---|--|
| <p>a) Zuerst locker:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Schutt (eckige Gesteinstrümmen). 2. Grus (Schutt von kleinem Korne, z. B. Granitschutt = Granitgrus.) 3. Gerölle (Gesteinstrümmen, infolge der Tätigkeit der Brandung oder in raschfließenden Gewässern zu kugeligen bis walzenartigen Formen abgerundet). 4. Geschiebe (flache Gesteinstrümmen mit abgerundeten Kanten, meist durch das Fortschieben auf dem Boden der Flüsse entstanden). 5. Sand (S. 65). 6. Vulkanische Asche (S. 55). 7. Tonsehlemm, ursprünglich selten schieferig, wird zu Ton (Tegel). 8. Mischung von Tonschlamm und Kalkschlamm. 9. Lehm und Laterit (Verwitterungsprodukte). 10. Moränenlehm (Blocklehm) (S. 67). 11. Löß (S. 67). | <p>b) Später verfestigt:</p> <p>Breccie.</p> <p>Arkose.</p> <p>Konglomerat (Nagelfluh) (S. 64). Altpaläozoische Konglomerate nennt man Grauwacken.</p> <p>Sandstein (S. 65).</p> <p>Vulkanischer Tuff (S. 55).</p> <p>Wird durch Druck zu Schieferton und Tonschiefer.</p> <p>Mergel.</p> <p>—</p> <p>Tillit.</p> <p>Mudstones (Perm Südafrikas)</p> |
|---|--|

B. Gesteine wässerig-chemischen Ursprunges.

1. Eis (Schneeeis oder Gletschereis; Meereis: Süßwassereis).
2. Sinter (Kalksinter oder Kalktuff, Travertin, Kieselsinter, Sumpferz) (S. 58—59).
3. Tropfsteine (S. 59—60).
4. Bohnerz (S. 61).
5. Terra rossa (S. 60—61).
6. Roter Tiefseeton (S. 61).
7. Salz, Gips, Anhydrit, Mutterlaugensalze (S. 62—64).

C. Gesteine organischen Ursprunges.

1. Korallenkalk (S. 68—73).
2. Algenkalk (Nulliporenkalk, Diploporenkalk, Gyroporellenkalk) (S. 79)
3. Kalkstein (entweder aus Resten verschiedener Organismen aufgebaut, die noch in großer Zahl und gut erhalten sind, z. B. Nummulitenkalk, Crinoidenkalk, Ammonitenkalk usw., oder aus den zu Schlamm zerriebenen organischen Resten entstanden. — Kalkstein wird durch Gebirgsdruck, ebenso auch im

Kontakte mit glühenden Eruptivgesteinen, kristallinisch und in Marmor verwandelt).

4. Dolomit.
5. Globigerinenschlamm und Schreibkreide.
4. Radiolarienschlamm (der Tiefsee).
7. Diatomeenschlamm (der Tiefsee); Kieselguhr, Diatomeenerde (aus Süßwasseralgen entstanden).
8. Erdöl.
9. Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit, Graphit.

III. Kristallinische Schiefer.

Alle Gesteine, Eruptivgesteine ebenso wie als Sedimente, werden in hohem Grade verändert, wenn sie hohem Drucke und hohen Temperaturen ausgesetzt werden; bei dieser Veränderung spielt die Lösungsfähigkeit des überhitzten Wassers in den Tiefen der Erdrinde eine wesentliche Rolle. Die Gesteine, die durch große Senkungen in der Erdrinde, Auflagerung jüngerer Gesteine oder durch Gebirgsfaltungen in tiefere Schichten der Erdrinde gelangen, werden sowohl in ihrer Struktur als in ihrer mineralischen Zusammensetzung im Laufe großer Zeiträume so beträchtlich verändert, daß man häufig nur sehr schwer ihre ursprüngliche Beschaffenheit feststellen kann.

„In einer Tiefe von 10.000 *m* ist eine Temperatur von 300° und ein Gesteinsdruck von 2700—2800 *kg* auf den *cm*² anzunehmen. Das Wasser aber wird bei 300° schon durch einen Druck von 89 *kg* flüssig erhalten. Bei seiner kritischen Temperatur (363°), also in einer Tiefe von 12.000 *m*, ist ein Druck von 210 *kg* erforderlich, weiterhin aber ist kein Druck mehr imstande, die Vergasung zu hindern“ (F. Löwl).

Bei hohem Drucke wird jedes spröde Gestein zertrümmert und zerrieben; ungeschiefert gewesene Gesteine werden zu Schiefem. Aber auch weiche Gesteine wie Tone werden durch Druck geschiefert und zuerst in Schiefertone, dann in Tonschiefer verwandelt; diese Schieferung ist eine sogenannte Kristallisationsschieferung, wobei sich Kristalle von Glimmer und Chlorit parallel zur Schieferfläche anordnen. Bei zunehmendem Glanze der Schieferflächen geht der Tonschiefer in Phyllit über. Es treten weitere Veränderungen ein; die einzelnen zur Ausscheidung gelangenden Mineralkörnchen und Kristalle wachsen; die Glimmerschuppen nehmen ebenso an Größe zu wie die Quarzkörner. So entsteht der Glimmerschiefer mit größeren Quarzkörnern und zahlreichen Glimmerschuppen. Bei weiterem Entwicklungsgange wird das im Gesteine enthaltene Kali-Tonerdesilikat in Orthoklas verwandelt. In dem so veränderten Schiefergesteine ist nun Quarz, Glimmer und Orthoklas enthalten; es ist also aus dem Tone auf dem Wege: Ton → Schiefertone → Tonschiefer → Phyllit → Glimmerschiefer ein Gneis entstanden.

Ein derart entstandener sedimentärer Gneis gleicht zwar äußerlich einem durch Gebirgsdruck aus Granit hervorgegangenen Gneis; unter dem Mikroskop kann aber der Unterschied festgestellt werden, da in den aus Graniten hervorgegangenen Gneisen die Schieferung sehr schwach ist und verschiedene, nur auf eruptivem Wege entstandene Erscheinungen zu beobachten

sind, wie Aplitadern, Einschlüsse von basischen Konkretionen usf. Später geht aber aus diesem Gneis Phyllit hervor, der von sedimentären Phylliten kaum mehr unterschieden werden kann.

Unter den kristallinen Schiefen ist der Gneis das älteste Gestein. Er enthält wie der Granit: Quarz, Orthoklas oder Plagioklas, Glimmer und führt mitunter Granaten.

Der Glimmerschiefer besteht aus Quarz und Glimmer; der seidenglänzende, dünn-schieferige Phyllit enthält mitunter größere Quarzlinzen (Quarzphyllit) oder körnigen Kalk (Kalkphyllit).

In Gesellschaft der archäozoischen Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite treten überall grügefärbte oder dunkle Schiefer auf, welche als Umwandlungsprodukte von Tiefengesteinen wie Diorit und Gabbro oder von Ergußgesteinen wie Diabas anzusehen sind. Derartige Grünschiefer treten in den Alpen an zahlreichen Stellen zutage und stellen somit Eruptivgesteine vor, welche durch Druck verändert worden sind (Dynamometamorphose).

Quarzit ist ein Sandstein, dessen einzelne Körner durch ein quarziges Bindemittel verfestigt sind.

In den kristallinen Schiefen sedimentären Ursprunges treten sehr häufig Lager von kristallinischem Kalk und Eisenerzen auf. Die Graphitlager, welche an verschiedenen Orten den kristallinen Schiefen eingeschaltet sind, stellen Kohlenflöze der archäozoischen Zeit vor, die durch starken Druck und hohes Alter vollständig entgast sind. Daß auch Kohlen jüngerer Formationen durch starken Gebirgsdruck in Graphit verwandelt wurden, beweist die zu Graphit gewordene Steinkohle des Semmeringgebietes aus der Steinkohlenformation.

Das Falten und Zerbrecen der Erdrinde.

Der Begriff der Schichtung.

Betrachten wir eine aus geschichteten Gesteinen zusammengesetzte Felswand, etwa die Kreidefelsen der nordfranzösischen Küste, so sehen wir eine große Zahl von einzelnen übereinander regelmäßig aufgeschichteten Gesteinslagen. Stets ist eine solche Schichtgrenze durch den Wechsel des Hauptgesteins mit einem anderen bedingt. So entsteht die Schichtung in Sandsteinen dadurch, daß sich zwischen zwei Sandsteinschichten eine oft nur wenige Millimeter mächtige Lage von Ton einschiebt.

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten schwankt von papierdünnen Lagen bis zu „Bänken“ von vielen Metern. Gesteine, die aus sehr dünnen, regelmäßigen Schichten zusammengesetzt sind, nennen wir geschiefert.

Bei starken Schwankungen des Meeresspiegels wechseln feinklastische Gesteine (z. B. Ton) mit grobklastischen (z. B. Konglomerat) sehr rasch ab, während in Zeiten der Ruhe eine Anhäufung von gleichartigem Gestein, z. B. Sandstein, bis zu vielen hundert Metern erfolgen kann.

Konkordante und diskordante Schichtfolge.

Wenn das Meer durch lange Zeiträume eine Stelle der Erdrinde überflutet, so schlagen sich die Sedimentgesteine in regelmäßiger Folge zu Boden

und bleiben wie ein Stoß von Papierblättern übereinander liegen. Diese Schichtfolge nennt man konkordant. Konkordante Schichtfolgen wie in den Kreidefelsen der nordfranzösischen Küste beweisen, daß die Meeresbedeckung an dieser Stelle keine Unterbrechung erfahren hat (Fig. 22, p. 35).

Wenn dagegen die jüngeren Schichten nicht in gleichmäßiger Folge mit den unteren verbunden, sondern durch einen deutlichen Unterschied in der Art der Lagerung von ihnen getrennt sind, so bezeichnet man eine solche Schichtfolge als diskordant und spricht von Schichten, die sich diskordant über ältere legen. Diskordante Schichtfolgen beweisen, daß die Meeresbedeckung des betreffenden Gebietes eine Unterbrechung erfahren haben muß.

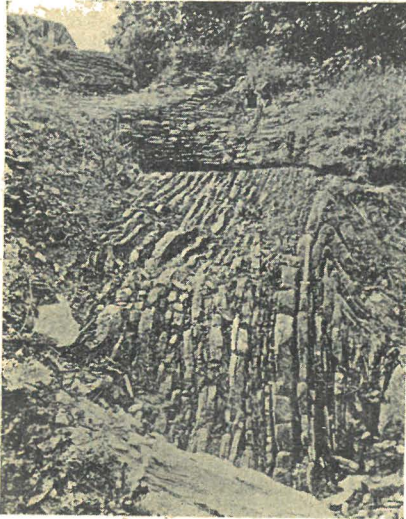


Fig. 67. Horizontalliegender (ungestörter) permischer Zechstein diskordant auf einer Abrasionsfläche der gefalteten devonischen Kieselschiefer lagernd; bei Osterode am Harz.

Im rechten Teile des Bildes ist eine Antiklinale sichtbar.

Wenn wir die Photographie eines Aufschlusses bei Osterode am Harz (Fig. 67) betrachten, so sehen wir, daß die unteren Schichten steil aufgerichtet und in Falten zusammengeschoben sind und daß sie nach oben messerscharf abgeschnitten erscheinen. Darüber liegen wieder horizontale Schichten.

Es ist also zunächst klar, daß die horizontalen, oben liegenden Schichten jünger sind als die unteren. Es ist aber weiters klar, daß die unteren Schichten einmal ebenso horizontal lagen wie die oberen. Dann aber wurden sie durch den Gebirgsdruck zusammengeschoben und gefaltet, erhoben sich über das Meer und bildeten festes Land. Dann drang das Meer wieder vor, „abradierte“ die gefalteten Schichten zu einer ebenen Abrasionsfläche und lagerte auf dieser eine Folge von Schichten ab, die seither nicht mehr gefaltet wurden.

Wenn wir mit Hilfe der Versteinerungen das Alter der beiden Schichtgruppen feststellen, so erfahren wir, daß die untere

Schichtgruppe in der Devonformation abgelagert wurde, die obere in der Permformation. An dieser Stelle fehlen also die Schichten der dazwischen liegenden Steinkohlenformation vollständig. Wir kommen zu dem Schlusse, daß diese Schichten deshalb fehlen, weil die Gesteine der Devonformation während dieser Zeit zu einem Gebirge gefaltet wurden, das während der Steinkohlenformation wieder langsam eingeebnet wurde, so daß das vordringende Meer der Permformation den verlorenen Boden von neuem erobern konnte.

Es ist keine einzige Stelle auf der Erdoberfläche bekannt, an der die Ablagerungen sämtlicher Formationen konkordant übereinanderliegen würden. Die unaufhörlichen Verschiebungen von Wasser und Land im Laufe der Erdgeschichte bringen es mit sich, daß die Ablagerung von Meeresschichten wiederholt durch das Erheben des Landes über den Meeres-

spiegel unterbrochen wurde. Daher haben wir so viele Lücken in den Schichtfolgen; im Meere häufen sich Schichten an, das Festland wird abgetragen. Zeiten der Schichtbildung haben also mit Zeiten der Abtragung an einer und derselben Stelle der Erdrinde wiederholt abgewechselt.

Wenn das Meer von neuem gegen ein sich senkendes Festland vordringt, so schreitet es über die älteren Gesteine des Festlandes vor, es „transgrediert“. Im Laufe der Erdgeschichte können wir verfolgen, daß sich zu wiederholten Malen solche „Transgressionen“ in großem Maßstabe abgespielt haben, die sich über einen weiten Teil der Erdrinde verfolgen lassen.

Die Faltungen der Erdrinde.

Im Meere werden heute die Schichten wie übereinandergelegte Papierblätter abgelagert. An Küsten mit steilem Abfall in die Tiefe erhalten die Schichten eine diesem Gehänge entsprechende Neigung, an Seichtküsten ist die ursprüngliche Schichtneigung sehr gering und an jenen Stellen, wo das Meer in das Flachland vordringt, legen sich die Schichten horizontal übereinander.

Diese ursprüngliche Schichtneigung ist an Gesteinsfolgen vieler alter Formationen noch zu beobachten. Von Schweden bis zum Ural dehnt sich ein ungeheures Flachland aus, die „russische Tafel“, in welcher selbst die Schichten der ältesten fossilführenden Formationen ungestört und vollkommen horizontal liegen.

Wenden wir uns dagegen zu den Alpen und Karpathen, so ist in diesen Gebirgen ein wirres Durcheinander von Schichten zu sehen. Bis zu tausenden von Metern über die Meereshöhe emporgetürmt, ragen alte Korallenriffe und Schichten aus großen Meerestiefen als Bergriesen auf.

Diese ungeheuren Veränderungen der ursprünglichen Schichtlagerung beruhen auf einer Zusammenpressung einzelner Stellen der Erde, wobei die Schichten gefaltet werden. Die Alpen und Karpathen sind also **Faltengebirge**.

Schieben wir eine zusammengelegte Serviette zusammen, so entstehen in derselben senkrecht zur Druckrichtung verlaufende Falten.

Dieselben Erscheinungen zeigt ein einfach gebautes Faltengebirge wie das Juragebirge der Schweiz. Es entstehen langgestreckte Bergketten und dazwischen tiefe Mulden. Man bezeichnet die Gewölbe als Antiklinalen, die zwischen den Gewölben liegenden Mulden als Synklinalen. Die nebenstehende Skizze des Schweizer Juragebirges mit einem geologischen Querschnitte („geologisches Profil“) zeigt sehr deutlich, daß die Denudation zuerst die Gewölbe angreift und die ursprünglich gleichmäßig über das ganze Gebiet ausgebreiteten jüngsten Schichten entfernt, während die Gesteine in den Mulden vor der Abtragung mehr geschützt sind. So wird langsam das ganze Gebirge durch die fortdauernde Denudation zu einer Ruine und es werden schließlich die jüngeren Schichten nur noch in den Mulden, die älteren in den Gewölben an der Oberfläche zutage treten.

Der Schweizer Jura ist sehr einfach gebaut und kann als Schulbeispiel für ein Faltengebirge gelten. Wandern wir aber tiefer in die Alpen hinein, so stehen wir bei dem Versuche, den Schichtenbau zu enträtseln, vor viel größeren Schwierigkeiten.

Die Falten des Kettenjura sind in dem dargestellten Abschnitte (Fig. 68) sehr regelmäßig gebaut. Wenn aber die seitliche Zusammenpressung stärker ist, als sie bei der Auffaltung des Juragebirges war, so werden die Gesteine



Fig. 68. Skizze eines Teiles des Schweizer Juragebirges zwischen Solothurn und Delsberg. Quer durch die Gebirgsketten ist ein geologisches Profil gelegt.

(Nach G. Steinmann.)

in dichte, engstehende Falten gelegt und stellenweise förmlich ausgewalzt, wie das nebenstehende Bild aus dem Kamptale in Niederösterreich zeigt (Fig. 69).

Werden beispielsweise Gesteine derart zusammengepreßt, daß die faltende Kraft von Süden nach Norden drängt, so kippen die Falten nach Norden um, zerreißen in ihren Scheiteln und der hangende Teil des Gewölbes, der

„Hangendschenkel“, wird über den liegenden Teil, den „Liegendschenkel“, hinübergeschoben. Eine derartige Störung des Schichtenverbandes durch Gebirgsfaltung nennt man eine „Überschiebung“. Derartige Überschiebungen können mitunter ein beträchtliches Ausmaß erreichen, wenn die Hangendschenkel über die Liegendschenkel fortgeschoben werden.

Durch solche Überschiebungen kommen die älteren Schichten auf die jüngeren zu liegen, so daß die Enträtselung des Gebirgsbaues in einzelnen Gebieten, namentlich in den Westalpen, auf große Schwierigkeiten stößt.

Das Zerbrecen der Erdrinde.

In jenen Gebieten, welche nicht zu Falten zusammengepreßt werden, kommen Störungen anderer Art vor. Die horizontal liegenden Schichten werden von oft sehr langen Brüchen zerschnitten; an diesen Bruchflächen sinken große Teile der Erdrinde in die Tiefe. Solche Brüche nennt man „Verwerfungen“ und die Flächen, an denen das Absinken eines Teiles der Erdrinde erfolgt, „Verwerfungsflächen“. Der Höhenunterschied zwischen dem stehengebliebenen und dem abgesunkenen Teile wird die „Sprunghöhe“ der Verwerfung genannt.

Auch Gebirge können von Verwerfungen durchschnitten werden, so daß größere Teile derselben in die Tiefe sinken. Das ist beispielsweise in Niederösterreich der Fall, wo die Alpen durch einen schrägen, ungefähr von Wien bis Gloggnitz verlaufenden Bruch fast geradlinig abgeschnitten werden. Diese Bruchlinie ist längs der Südbahnstrecke von Wien nach Gloggnitz durch einen

Steilabfall der Alpen gegen das Wiener Becken bezeichnet; an dieser Linie treten die zahlreichen Thermen, darunter die von Vöslau, Baden und Meidling-Hauptstraße in Wien aus und sie heißt deshalb auch die „Thermenlinie“. An ihr pflanzen sich die von Süden kommenden Erdbebenwellen bis nach Wien und weiter in das Marchfeld fort.

Wenn in einem an Bruchlinien absinkenden Gebiete vereinzelt Pfeiler stehen bleiben, so nennt man sie „Horste“. Horste sind der Schwarzwald und die Vogesen und das zwischen ihnen liegende Stück des Rheintales wird als „Grabensenkung“ oder kurzweg „Graben“ bezeichnet.

Das Rheintal ist eine verhältnismäßig kleine Grabensenkung im Vergleiche zu dem größten bekannten Sprung in der Erdrinde, dem „großen afrikanischen Graben“, der vom Libanon durch das Rote Meer und Ostafrika durch



Fig. 69. Faltungen im Gneis unweit der Rosenburg im Kamptale.

(Nach einer von Hofrat Prof. F. Toul a zur Verfügung gestellten Photographie.)

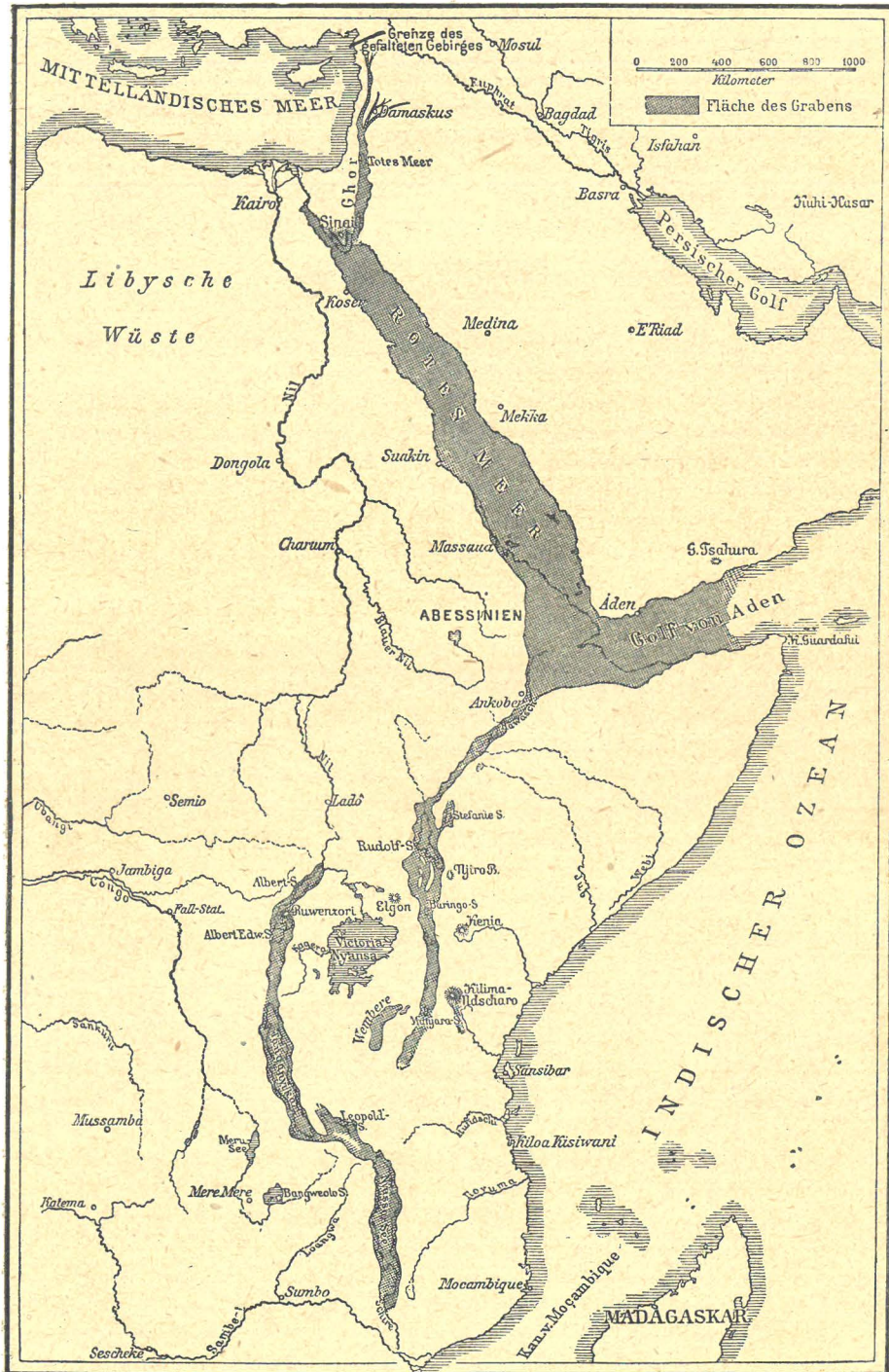


Fig. 70. Der große ostafrikanische Grabenbruch.
 (Nach E. Sueß, H. Meyer, O. Baumann u. a.; kombiniert von V. Uhlig.)
 Die eingebrochenen Teile der Erdrinde sind dunkel schraffiert.
 (Aus Neumayr-Uhlig, Erdgeschichte.)

mehr als 40 Breitengrade in nordsüdlicher Richtung verläuft (Fig. 70). Das Jordantal bildet den nördlichen Teil dieser Grabensenkung; das abflußlose Tote Meer liegt in ihr, ebenso die abflußlosen Seen Ostafrikas (Rudolf-See, Albert-Edward-See, Tanganyika-See usf.), während an den Rändern des Grabens an zahlreichen Stellen in älterer und neuerer Zeit vulkanische Eruptionen stattfanden. Der erloschene Vulkan Kilimandscharo (p. 27) und der erloschene Kenia gehören zu den Vulkanen, die mit diesem großen Riß der Erdrinde in Verbindung stehen. Häufiges Erzittern des Bodens im ostafrikanischen Grabengebiet deutet darauf hin, daß die Bewegungen und Senkungen an dieser Stelle der Erdrinde noch nicht zum Stillstande gekommen sind.

Erdbeben.

Wenn an einer Bruchlinie in der Erdkruste Senkungen stattfinden, so ist eine solche Verschiebung der Erdrindenteile mit Erschütterungen verbunden, die sich als Erdbeben auf weite Entfernungen hin fühlbar machen.

Die dalmatinische Küste bietet ein vorzügliches Beispiel einer solchen Senkungsregion. Die der Küste vorgelagerten langgestreckten Inseln sind nichts anderes als die Kämme von Gebirgszügen, die langsam in die Adria hinabsinken, und die für uns nicht wahrnehmbaren Senkungsbewegungen werden von Erdbeben begleitet, die sich weithin fortpflanzen.

Auch das große Laibacher Erdbeben im Jahre 1895, dem zahlreiche schwächere nachfolgten, bezeichnete Senkungen der Gebirgsteile in diesem Gebiete.

Die aus dem Süden Österreichs kommenden Erdstöße pflanzen sich an Bruchlinien nach Norden bis Wien und weiter fort. Längs der Mürzlinie, die von Bruck an der Mur über Kapfenberg, Kindberg, Krieglach nach Mürzschlag läuft, dort das Mürztal verläßt und quer über den Semmering nach Schottwien und Gloggnitz zieht, pflanzen sich die Stoßwellen längs des Abbruches der Alpen, der Thermenlinie, bis Wien und in das Marchfeld fort. Von Wiener-Neustadt zweigt eine weitere Stoßlinie ab, die gegen Nordwesten läuft, die Alpen quer durchschneidet, bei Neulengbach aus dem Gebirge austritt, das Tullnerfeld durchzieht und in das Kamptal eintritt, wo sich bei Gars und weiter gegen Norden bei Horn und Messern in der böhmischen Masse noch die Erschütterungswellen fühlbar machen: das ist die Kamplinie (Fig. 71).

Wir bezeichnen jene Erdbeben, die durch Krustenverschiebungen der Erdrinde an Bruchlinien bedingt sind, als tektonische Beben. Aus der Beschreibung der großen Vesuverruption aus dem Jahre 1794 (p. 20) haben wir aber bereits Beben kennen gelernt, die mit vulkanischen Eruptionen in Zusammenhang stehen und mit den Erschütterungen der Wände eines Dampfkessels zu vergleichen sind. Das sind Explosionsbeben oder vulkanische Beben. Neben den beiden bisher genannten Erdbebenarten sind noch jene Erschütterungen zu nennen, die durch den Einsturz von natürlichen oder künstlichen Höhlen und Hohlräumen (z. B. der Decke von Bergwerken) entstehen und die man als Einsturzbeben bezeichnet.

Es gibt Gebiete der Erdoberfläche, die von Erdbeben nahezu niemals heimgesucht werden, wie Rußland und Innerasien bis zum Baikalsee, während in anderen die Erdbeben fast ununterbrochen andauern. Das Tal von San

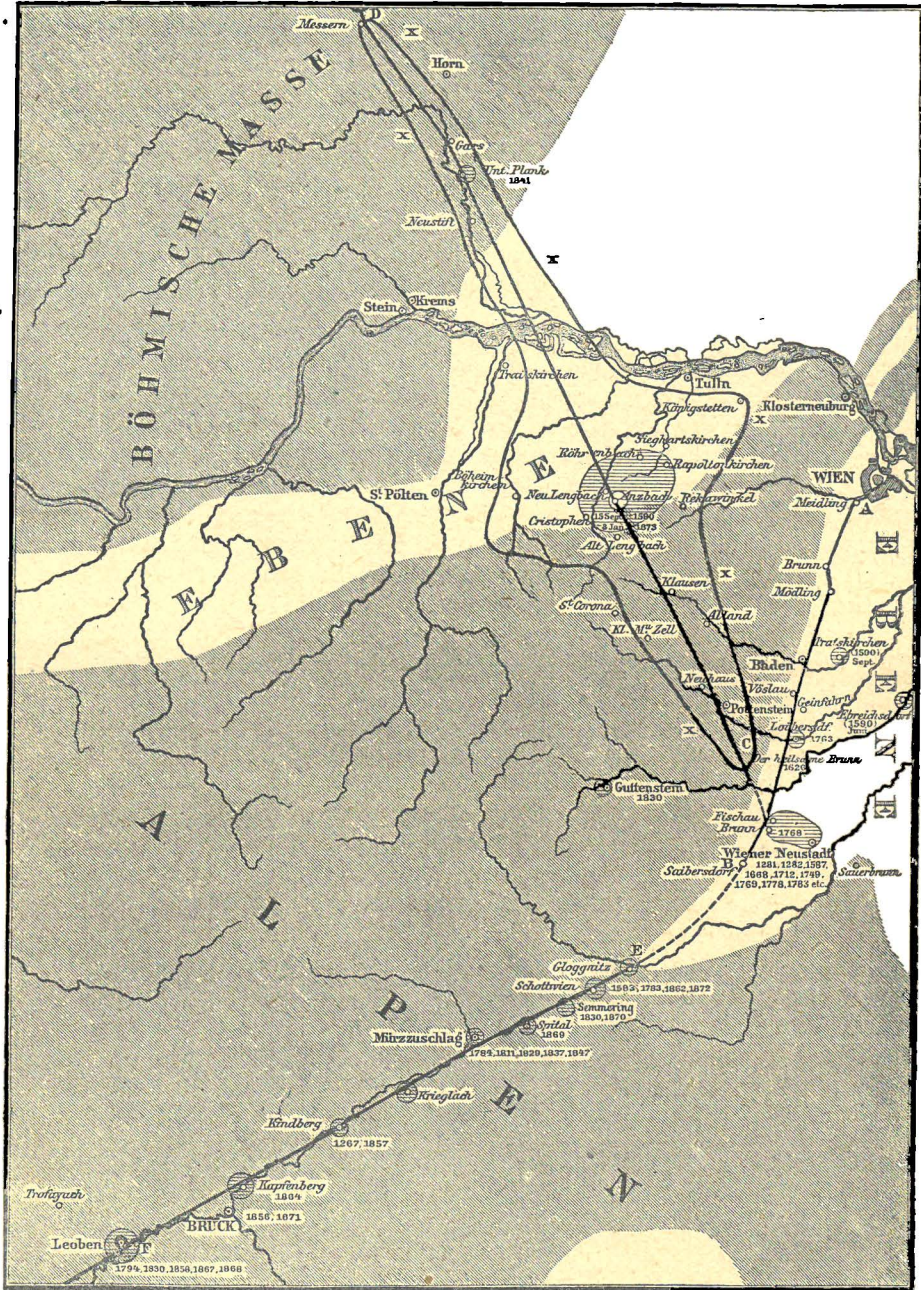


Fig. 71. Die Erdbebenlinien Niederösterreichs.

(Nach E. S u e ß.)

AB Thermenlinie, CD Kamplinie, EF Mürzlinie, XXX Grenze des Schüttergebietes vom 3. Januar 1873. Die den Ortschaftsnamen beigeetzten Zahlen bezeichnen die Jahre, in denen starke Erdbeben wahrgenommen wurden.

Salvador in Zentralamerika wird von so zahlreichen Erdbeben erschüttert, daß ihm die Eingeborenen den Namen „Cuscutlan“ (= Hängematte) gegeben haben.

Unter den Begleiterscheinungen von Erdbeben ist die Entstehung von Einsturztrichtern die bemerkenswerteste, wie sie beim Kalabreser Erdbeben im Jahre 1783 beobachtet wurde. Die Ränder dieser Trichter waren von zahlreichen sternförmig vom Mittelpunkt der kreisförmigen Einsenkung ausstrahlenden Spalten zerrissen.

Mitunter bilden sich durch das Aufspritzen des Grundwassers bei Erdbeben kleine Sand- und Schlammkrater wie beim Agramer Beben vom Jahre 1880; mit vulkanischen Erscheinungen haben aber diese Sandkrater nicht das geringste zu tun.

Die Erdbebenstöße machen sich entweder als von unten nach oben gerichtete plötzliche Schläge oder als Wellenbewegungen bemerkbar. Durch senkrechte Schläge wurden bei starken Erdbeben wie in Kalabrien ganze Häuser emporgeworfen, ohne beim Herabfallen zertrümmert zu werden; andere wurden wie durch eine Explosion zerrissen.

Trifft ein Stoß ein Haus derart, daß er es diagonal durchsetzt, so wird nicht jene Ecke beschädigt, an welcher der Stoß in das Gebäude eintritt, sondern jene, an welcher er es verläßt. Da diese Erscheinung auf demselben Prinzipie beruht, nach welchem aus einer Reihe aneinandergelagerter Billardkugeln beim Anstoßen der ersten nur die letzte wegfiegt, so nennt man einen derartigen Erdbebenstoß einen „Billardstoß“.

Selten tritt ein einziger Stoß allein auf; meist folgen mehrere Stöße aufeinander, so daß man in diesem Falle geradezu von Erdbebenschwärmen sprechen kann. Einer der furchtbarsten Schwärme suchte im Jahre 1870 die Provinz Phokis in Griechenland heim. Julius Schmidt gab einen ausführlichen Bericht über die Katastrophe, welche im Juli 1870 begann.

„Schon am 1. August hatte die Regierung Maßregeln zum Schutze der Unglücklichen beraten; am 3. August wurde beschlossen, eine Kommission nach Phokis zu senden, um neben anderen Erhebungen auch wissenschaftliche Beobachtungen zu machen; ich verließ mit Professor Christomanos noch am selben Tage Athen; in der Frühe des 4. Augusts kamen wir nach dem Isthmus von Korinth und um 4 Uhr abends an die Küste von Phokis nach Itea. Da dieser Ort vollständig zertrümmert war und noch keine Zelte da waren, wählte ich mir in Rücksicht auf mögliche Anschwellung der See 200 Schritt östlich von Itea einen 3 oder 4 m hohen Hügel zum Biwak. So lange wir noch auf dem Isthmus, dann im Verlauf des Tages auf dem Meere waren, fühlten wir kein Erdbeben und hörten keine Detonation. Sobald wir Itea nahekamen, hörten wir ungeachtet des lärmenden Dampfes die ersten unterirdischen Donner, und als wir die sehr verwüstete Anlegebrücke betraten, spürten wir Erdbeben in Menge, die indessen ohne besondere Stärke waren. Nach Einrichtung des Biwaks begann ich die erste genauere Beobachtung und ersah dazu den Boden unter einem Feigengebüsch; indes war der Wind noch zu lebhaft, das Geräusch der großen Blätter des Baumes störte, so daß alle feineren Tonarten und die geringeren Bewegungen der Erde nicht sicher aufgefaßt werden konnten. Unter diesen Verhältnissen zählte ich in 35 Minuten acht Erdbeben und noch mehr Detonationen von sehr mäßiger Stärke und Dauer. Nach Anbruch der Nacht war es nach Verminderung des Windes stiller und in 10 Minuten zählte ich 16 Detonationen und verschiedene Schwingungen des Bodens. Gegen Mitternacht verabschiedete ich alle überflüssigen Personen und richtete es so ein, daß ich die Nacht allein an der Nordseite des kleinen Hügels zubrachte, um in aller Ruhe die Erdbeben beobachten zu können. In einer Stunde zählte ich 71 Detonationen, von denen mindestens 16 mit deutlichen, zum Teil lebhaften Erdbeben verbunden waren; ich hatte aber den Eindruck, daß viele schwache Beben des Bodens doch der Wahrnehmung entzogen wurden, denn das Sausen des schwachen Windes hielt noch immer an und mancherlei Lärm störte in der Beobachtung.

„Nach 1 Uhr gedachte ich kurze Zeit zu ruhen, um später die Zählungen fortzusetzen; aber kaum hatte ich mich niedergelegt, als um 1 Uhr 27 Minuten 36 Sekunden ein Erdbeben von furchtbarer Gewalt alles ringsum in Schrecken und Bewegung versetzte. Die Luft war

ganz still, ein großer, doch weicher, tiefer Donner, ähnlich dem des Marinegeschützes, wenn es aus der Entfernung von $1\frac{1}{2}$ Stunden Weges gehört wird, ging wenige Zehnteile einer Sekunde dem mächtigen Vertikalstoß voraus. Wie ein vom Sturm aufgeblähter Teppich schwoll der Boden empor, nicht nach Art einer Sprengung, sondern viel langsamer und trotz der erstaunlichen Wucht gewissermaßen sanft, mehr andrängend als stoßend. Ich fühlte mich in die Höhe geworfen, ohne doch das Gefühl ähnlich raschen Herabsinkens zu haben, da die Geschwindigkeit für diese Art von Bewegung doch nicht groß genug war und es vielleicht 2—3 Sekunden dauerte. Ein Nachhall mit schwachen Vibrationen erfüllte die nächsten 8 bis 10 Sekunden. Indem ich mich rasch faßte und aufstand, Blick und Gedanken besorgt auf die nahe See gerichtet, erhielt ich jetzt den vollen Eindruck von den vielumfassenden Wirkungen des Erdbebens. In dem Augenblicke des anstürmenden Donners und des Stoßes erscholl aus Westen das Poltern und Rasseln der Trümmer, die vielfach in dem nahen Itea durcheinander stürzten, vereint mit dem Aufschrei der Bevölkerung am Strande, das Gebell der Hunde, das kurze, scharfe Aufrauschen der See am nahen Ufer, wo sie kaum 2 m weit die normale Linie überschritt. Dann einige Sekunden Stille und es kam von Osten der Schall vom Sturze gewaltiger Felsmassen, die sich allseitig von den Höhen des Kirphis lösten, in Strömen und Schutthalden sich donnernd durch die Talschluchten oder auf schroffen Wänden fortwälzten und mit ungleichem Tone auf die Ebene oder auf die Fläche der See herabfuhren. Als nach Maßgabe der Entfernungen das sehr mannigfaltige Getöse zu Ende ging, hörte ich den fernen, schwächeren und tiefen Donner jener Felsmassen, die vom Parnas herabkamen, und zuletzt vernahm ich von Westen und Nordwesten aus, vom Korax und von den Höhen um Amphissa, das Getöse der Felsblöcke sehr verschieden von dem inzwischen erneuten Donner der nachfolgenden Erdbeben. Mitten in dem Aufruhr der großen Nachtsszene hörte ich in der Nähe das klappernde Geräusch der aneinanderschlagenden Blätter des Feigenbaumes, das Herabfallen der Heuschrecken und anderer Insekten von den trockenen Pflanzen, den ängstlichen Lauf nächtlicher Tiere, die erschreckt ihre Schlupfwinkel verlassen hatten. . . .

„Am 6. August ritten wir früh bei völlig klarer, ruhiger Luft nach Delphi; als es auf beschwerlichem Wege stark bergauf ging, stieg ich ab, um im Falle von Felsstürzen mich freier bewegen zu können. Nach 7 Uhr hielten wir im südlichen Teile des Ortes, der in gänzlicher Vernichtung am Boden lag; nur einzelne Mauerreste standen noch und es hatte sich selbst der kleine Turm einer Kirche aufrecht erhalten. Gegen Osten lagen Kloster und Kirche der Panagia in Trümmern unter den Ölbäumen, dazwischen sehr große Felsblöcke, die aus der Nähe herabgerollt waren und uralte Bäume zerschmettert und entwurzelt hatten. Schutt, Felsstücke, Ölbäume und Pappeln lagen durcheinander in der steilen Schlucht, die neben dem Kloster im Tale des Pleistos mündet. Der Kastalischen Quelle nahe, westlich, waren aus der glatten Wand der seit alters berühmten Phädraden riesige Felsprismen von 300—400 Fuß Höhe und 60—80 Fuß Dicke herausgebrochen und gegen Süden auf das freie Feld niedergeschlagen, welches Delphi von der Kastalischen Quelle trennt. Diese selbst waren nun von Blockwällen umgeben, deren Gestein von der östlichen Höhe herabkam; teilweise verschüttet, war sie von Süden her erst sichtbar, wenn man den Trümmerwall überstiegen hatte. In der Meinung, daß diese ehrwürdige Stätte bald den Blicken entzogen werde, wagten wir es ungeachtet der Donner und Erdbeben, sie nochmals in der Nähe zu betrachten. Nach Ablesung des Thermometers und der Wassertemperatur ward schleunigst der Rückweg angetreten. Die größte Furcht hatten wir an den steilen, kolossalen Felswänden vor dem fallenden Gestein aus der Höhe. . .

„Nimmt man die Aussage wörtlich, daß in den drei ersten Tagen in jeder dritten Sekunde ein Erdbeben erfolgte, so wären es deren über 86.000 gewesen. Da ich vier Tage später zu Itea nach Zählungen fand, daß in 24 Stunden mindestens 1700—2000 Detonationen und Stöße fühlbar waren, und da es bekannt ist, daß bis zum Winter die Erde nie ganz zur Ruhe kam, so würde man mit Berücksichtigung derjenigen feinsten Bewegungen und Schallwirkungen, die nachts noch deutlich aufgefaßt werden können, für die letzten fünf Monate von 1870 gegen 500.000 Erschütterungen und Detonationen annehmen dürfen, letztere drei-

bis viermal häufiger als die ersteren. Da nun das Erdbeben $3\frac{1}{2}$ Jahre anhielt, so läßt sich ohne Übertreibung sagen, daß am Epizentrum, d. i. der Oberflächenmittelpunkt des Erdbebenherdes, mindestens $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ Millionen Erdbebenphänomene auftraten, darunter etwa 300 große und gefährliche mit Zerstörungen, etwa 50.000 Erdstöße, die man nicht beachtete, auf welche $\frac{1}{4}$ Million Detonationen zu rechnen sind. Das übrige bestand in den feinen Vibrationen und Tönen, die zumeist nur nachts wahrgenommen werden.“

Dritter Abschnitt.

Die Geschichte der Erde und ihres Lebens.

Die Versteinerungen als erdgeschichtliche Dokumente.

Der Erhaltungszustand der Versteinerungen.

Wird eine Tierleiche von der Brandung an den Strand geworfen, so beginnt sofort die Zerstörung der Weichteile. Räuberische Tiere fallen über die Kadaver her; Krebse zertrümmern die harten Muschelschalen, um die Weichteile bloßzulegen und zu verzehren, Fäulnisbakterien siedeln sich in der Leiche an und in kurzer Zeit sind von dem Kadaver nur die Hartteile übrig, die von den Brandungswellen weitergerollt und zerkleinert werden, bis eine Schichte Schlamm oder Sand alles zudeckt und vor weiterer Zerstörung schützt.

Am Meeresstrande geht also die Zerstörung der ausgeworfenen Tierleichen sehr gründlich und rasch vor sich. Man wird daher in fossilen Strandablagerungen meist vergeblich nach gut erhaltenen Skeletten suchen; alle Teile sind aus dem Zusammenhang gerissen und verstreut.

Am Meeresboden, wo die zerstörenden Wirkungen der Brandung wegfallen, sind die Bedingungen für die Erhaltung der Tierleichen weit günstiger. Wenn von der Küste her größere Sand- und Schlammassen in das Meer geführt werden, so breitet sich über den Tierleichen rasch eine schützende Decke aus und verhindert die weitere Zerstörung der Leichen durch Krebse und andere Aasfresser.

Freilich unterliegen auch am Meeresboden die Weichteile der Zerstörung durch die Fäulnisbakterien. Nur in sehr seltenen Fällen bleiben die Muskeln, die Haut und andere Körperteile erhalten, die sonst der Vernichtung anheimfallen; dies hat in den Lagunen stattgefunden, die sich in der oberen Jurazeit in Bayern ausbreiteten. In dem dünnschiefrigen, sehr feinkörnigen Plattenkalk dieser Lagunen, der als lithographischer Schiefer von Solnhofen, Eichstätt, Pappenheim, Kelheim usw. Verwendung findet, sind nicht nur die zartesten Flügelgeäder der Insekten, Muskeln, Haut usw. wenigstens in Abdrücken oder Umrissen erhalten, sondern auch die Federn des berühmten Urvogels, der *Archaeopteryx*.

Da aber derartige Erhaltungszustände in feinkörnigen Schiefen, in fossilen Baumharzen (Bernstein) usw. zu den größten Seltenheiten gehören, so kennen wir von der größten Mehrzahl der fossilen Tiere nur die Hartteile, die entweder aus kohlen-saurem oder phosphorsäurem Kalk, Kieselsäure oder Chitin (bei den

Crustaceen und Insekten) bestehen. Sehr häufig sind aber nicht einmal mehr die kalkigen Hartteile erhalten. Das in den Gesteinen zirkulierende Wasser löst die kalkigen Gehäuse der Schnecken, Muscheln, Korallen, Ammoniten usw. auf und es bleiben dann nur die Ausgüsse der Schalen als Steinkerne zurück.

Von fossilen Tieren, die weder ein hartes Außenskelett noch ein hartes Innenskelett besessen haben, kennen wir nur in den seltensten Fällen Abdrücke; von vielen großen Tiergruppen aus der Vergangenheit der Erde besitzen wir überhaupt keine Kenntnis und müssen auch darauf verzichten, sie jemals zu erlangen. Nur die in Kalk, Schwefelkies oder Kieselsäure oder andere Mineralien verwandelten Tiere, die Versteinerungen, vermögen uns ein Bild von der einstigen Formenpracht der vorzeitlichen Tierwelt zu geben.

Von einer großen Reihe von Fossilien kennen wir nur jene Teile des Körpers, die für die Organisation des Tieres von geringer Bedeutung waren, wie die Hartteile der Schnecken und Muscheln. Von großer Wichtigkeit für die Beurteilung des Körperbaues sind dagegen die Skelette der Wirbeltiere und wir sind daher über die Vorgeschichte dieser großen Gruppe genauer unterrichtet als über die irgendeiner anderen.

Pflanzen sind fast immer in Kohle verwandelt, Tiere nur höchst selten. Mitunter findet man aber auch verkieselte Hölzer, wie im „versteinerten Walde“ der Mokattamwüste bei Kairo oder in alten Flußschottern wie am Arsenal und am Belvedere in Wien, bei Korneuburg, im Marchfeld usw.

Die Altersbestimmung der Gesteine durch die Versteinerungen.

Wenn wir die Tierwelt des Meeres, des Landes und der Luft betrachten, die in den Gesteinen begraben liegt, so werden wir nicht lange darüber im Zweifel sein können, daß sich die Tiere der Vorzeit mit wenigen Ausnahmen (z. B. *Nautilus*) sehr erheblich von den lebenden Tieren unterscheiden. Riesige, 20 m lange plumpe Reptilien bevölkerten das Land; Reptilien von der Körpergestalt der Delphine oder von Körperformen, wie sie kein lebendes Wirbeltier aufweist, beherrschten das Meer; ungeheure fliegende Reptilien mit einer Flügelspannweite von 8 m schwebten in den Lüften. Wir sehen also, daß die Wirbeltierwelt der Vorzeit verschieden von der heutigen war.

Auch unter den niederen Tiergruppen treten uns in den Gesteinen fremdartige Formen entgegen. Ammoniten und Belemniten, merkwürdig gestaltete Muscheln und Schnecken neben tausenden von anderen Formen belebten die Meere und wir erkennen, daß auch die niedere Tierwelt der Vorzeit verschieden von der heutigen war.

Diese Erkenntnis ist, so unbegreiflich uns dies heute erscheint, sehr jungen Datums. Vor Cuvier (Anfang des 19. Jahrhunderts) war kein Naturforscher von dem Vorhandensein ausgestorbener Tiere überzeugt und erst Cuvier war es vorbehalten, den wissenschaftlichen Beweis dafür zu erbringen.

Man hatte schon im 18. Jahrhundert beobachtet, daß bestimmte Versteinerungen nur in ganz bestimmten Schichten und Schichtengruppen auftreten. Freilich betrachtete man sie noch als „Denkmünzen der Schöpfung“, aber Schritt für Schritt wuchsen die Erfahrungen; man lernte das relative

Alter der übereinanderliegenden Schichten unterscheiden und die Gleichzeitigkeit einer Ablagerung in England, Frankreich und Deutschland nachzuweisen. Auf diese Weise wurde der Grundstock zu unserer Formationslehre gelegt; man stellte die größeren Schichtengruppen in „Formationen“ zusammen und vereinigte mehrere dieser Formationen zu Erdzeitaltern („Perioden“ oder „Epochen“). Dann erhielten die Unterabteilungen der Formationen Namen, die kleineren Zeitabschnitte bezeichnete man als „Stufen“.

Cuvier war noch der Meinung, daß am Ende jeder Formation alles Leben durch große, erdumfassende Katastrophen vernichtet und wieder neu erschaffen worden sei. Diese „Katastrophentheorie“ hielt sich bis zu der Zeit, in welcher Charles Lyell sein berühmtes Buch „Principles of Geology“ (1830—1833) veröffentlichte, in dem er nachwies, daß auch in der Vorzeit der Erde stets dieselben Kräfte an dem Aufbau und der Zerstörung der Erdrinde gearbeitet haben, welche noch heute wirksam sind. Damit war der Erkenntnis, daß sich die heutigen Zustände auf der Erdoberfläche und die Lebewesen Schritt für Schritt in unendlich langen Zeiträumen entwickelt haben, endgültig Bahn gebrochen.

Die wichtigsten Gruppen der fossilen Pflanzen und Tiere.

Algen. A. Pflanzen.

Diatomeen (Kieselalgen), sehr kleine, kieselgepanzerte Algen, die den Kieselguhr von Franzensbad, den Biliner Polierschiefer, die Diatomeenerde der Lüneburger Heide und den Untergrund von Berlin usw. füllen.

Chlorophyceen (Grünalgen). Gesteinsbildend treten Siphoneen (Röhrenalgen) auf und setzen, wie die Diploporen, mächtige Kalkmassen in der Trias der Alpen zusammen. Die Früchte der Characeen (Armleuchteralgen) finden sich stellenweise im Tertiär in großen Mengen fossil.

Fukoideen (Braunalgen). In verschiedenen Schichten. (Nicht mit „Fukoiden“, Fig. 144 verwechseln!)

Florideen (Rotalgen). Die kalkabscheidenden Corallinen, zu denen *Lithothamnium* (= *Nullipora*) gehört, spielen namentlich im Miozän als Gesteinsbildner eine große Rolle. Die Corallinen sind Bewohner der Flachsee.

Pteridophyten (Farnpflanzen).

Filices (Farne) sind namentlich in der paläozoischen Epoche sehr häufig.

Calamariaceen (schachtelhalmartige Gewächse) erreichten in der Steinkohlenformation gewaltige Größe (über zwanzigmal so groß als die Schachtelhalme der Jetztzeit).

Lepidophyten (bärlappartige Gewächse) erreichen in der Steinkohlenformation gleichfalls außerordentliche Größe (Schuppenbäume und Siegelbäume).

Gymnospermen (Nacktsamige).

Cycadeen (Sagopalmen). Namentlich in der mesozoischen Periode häufig.

Koniferen, ebenfalls von der mesozoischen Periode an sehr häufig.

Angiospermen (Verschlossensamige).

Monocotyledonen (Einkeimlappige).

Dicotyledonen (Zweikeimlappige).

B. Tiere.

Protozoen (Urtiere).

Foraminiferen mit einzelligen, meist kalkigen und oft zierlich gekammerten, durchbohrten oder undurchbohrten Schalen.

Radiolarien mit einer Zentralkapsel und gegittertem, kugeligem oder glockenförmigem, überaus zartem Kieselgerüst.

Coelenteraten (Darmlose).

Spongien (Schwämme). Gerüst hornig, kalkig oder kieselig.

Anthozoen (Korallen). Kalkgerüst.

Graptolithen.

Tierkolonien von ähnlichem Bau wie die Hydromedusen

Anneliden (Gliederwürmer).

Nur die in Kalkröhren lebenden Würmer wie *Serpula* fossil von Bedeutung.

Arthropoden (Gliederfüßer).

Außenskelett von einem Chitinpanzer gebildet.

Crustaceen (Krebse). Chitinpanzer durch Einlagerung von kohlenurem Kalk gefestigt.

Unter den fossilen Formen sind von Wichtigkeit:

Ostracoden (Muschelkrebse), kleine zweiklappige Krebse; in allen Formationen.

Phyllopoden (Blattfußkrebse), fossil nicht häufig.

Cirripeden (Rankenfüßer); die Weichteile der festsitzenden Tiere sind durch harte Kalkplatten geschützt, z. B. *Balanus*.

Trilobiten. Meist nur der Rückenpanzer bekannt.

Decapoden. Langschwänzige Formen (Macruren), z. B. *Pemphyz*, und kurzschwänzige Formen oder Krabben (Brachyuren), z. B. *Palaeocarpilius*.

Unter den anderen Klassen der Gliedertiere spielen die Tausendfüßer und Spinnen fossil keine hervorragende Rolle; dagegen sind von den

Insekten seit der Steinkohlenformation zahlreiche fossile Reste bekannt.

Lamellibranchiaten (Muscheln oder Bivalven).

Der weiche Körper ist von einer starken Haut umhüllt, dem „Mantel“, dessen Saum eine Kalkschale ausscheidet. Schalen meist in einem aus „Zähnen“ gebildeten Scharnier, dem „Schloß“, ineinandergreifend; der Verschluß beider Klappen erfolgt durch Schließmuskeln, das Öffnen durch ein elastisches Band, „Ligament“, unter den verdickten und eingebogenen „Wirbeln“, an denen das Wachstum beginnt.

1. Monomyarier: ein Schließmuskel (Austern, z. B. *Ostrea*; Kammuscheln, z. B. *Pecten*).
2. Heteromyarier: zwei verschieden starke Schließmuskeln (z. B. *Mytilus*, *Inoceramus*).
3. Isomyarier: zwei gleichstarke Schließmuskeln (z. B. *Myophoria*, *Trigonia*, *Diceras*, *Hippurites*, *Cardium*, *Unio*)

Gastropoden (Schnecken).

Kalkschale.

An die Gastropoden schließen sich die

Scaphopoden (Grabfüßer), z. B. *Dentalium*, und die

Pteropoden (Flügelfüßer) an, zu welchen wahrscheinlich die fossile Gattung *Conularia* gehört.

Cephalopoden (Kopffüßer).

Nautiloideen. Vertreten durch den lebenden Nautilus und zahlreiche fossile Formen. Die Orthoceratiten der paläozoischen Periode setzen sich in die Belemniten der mesozoischen Periode fort. Kalkgehäuse und andere Kalkabscheidungen („Rostrum“ der Belemniten).

Ammonoideen (Ammoniten). Kalkgehäuse mit kalkigem Verschuß („Aptychen“).

Brachiopoden (Armfüßer).

Tier in zwei bilateral symmetrischen, meist kalkigen, seltener hornigen Schalen eingeschlossen. Größere Schale häufig für den Durchtritt eines Haftmuskels durchlocht. Atmungsorgane auf kalkigem Gerüst im Schaleninneren aufruhend.

Bryozoen (Moostiere).

Nach Korallenart zu Kolonien vereinigte Tierchen, deren Körper in einer häutigen oder kalkigen Zelle eingeschlossen ist. Kalkige Ausscheidungen finden sich nur bei den marinen Bryozoen, während sie den Süßwasserbryozoen fehlen.

Echinodermen (Stachelhäuter).

Crinoideen (Seelilien) mit Kalkskelett.

Asteroideen (Seesterne) mit Kalkskelett.

Echinoideen (Seeigel) mit Kalkschale.

Vertebraten (Wirbeltiere).

Fische. Die ältesten Wirbeltiere; schon im Obersilur treten *Thelodus*, *Lanarkia* und andere Formen auf.

Stegocephalen. Die ältesten vierfüßigen Wirbeltiere; zuerst in der Steinkohlenformation. Beispiele: *Branchiosaurus*, *Dolichosoma*, *Mastodonsaurus*. Die ersten Schwanzlurche erscheinen im Perm, die ersten Frösche im Jura.

Reptilien. Seit der Steinkohlenformation.

Säugetiere. Seit der Triasformation.

Vögel. Seit der Juraformation.

Die präozeanische Epoche.

Die ältesten Schichtgesteine ruhen auf Gesteinen auf, die wir als den ältesten Panzer der Erde betrachten müssen. Der in weit zurückliegenden Zeiten leuchtende feurige Erdball überzog sich bei fortschreitender Abkühlung mit einer Rinde, die ausschließlich aus Eruptivgesteinen bestand, und zwar mußten schon in diesen zweifellos außerordentlich langen Zeiträumen in der Erdrinde die Tiefengesteine zur Erstarrung gelangen, während an der Erdoberfläche Vulkane ihre Tätigkeit entfalteten. Die Entgasung der erstarrten Eruptivgesteine führte zur Bildung einer mit Wasserdampf reichlich gesättigten Gashülle, der Atmosphäre. Langsam füllten sich die Senkungsgebiete der Erdkruste mit Wasser an, es entstanden die Meere und somit die Bedingungen für die Entstehung des organischen Lebens auf der Erde.

Die archäozoische Epoche.

Die Entstehung der Lebewesen auf der Erde konnte erst erfolgen, nachdem das sich auf der Erdoberfläche in Becken sammelnde Wasser unter die Gerinnungstemperatur des Eiweißes abgekühlt war. Aus diesen ältesten Zeiten der Meere sind uns wohl Schichtgesteine erhalten geblieben; wir müssen

aber darauf verzichten, in ihnen jemals die Leichen der ältesten, jedenfalls durchaus weichkörperigen Lebewesen anzutreffen. Selbst wenn die spätere Veränderung dieser ältesten Schichtgesteine, der kristallinen Schiefer, nicht eingetreten wäre, dürften wir nicht erwarten, Spuren dieser vergänglichen Lebewesen in jenen Bildungen anzutreffen.

Über dem ältesten Gneis liegen Schiefergesteine, wie Glimmerschiefer und Phyllit, die zweifellos als Meeresabsätze zu betrachten sind, während Hornblendeschiefer und Chloritschiefer als veränderte Laven und Tuffe betrachtet werden.

Über dieser Gruppe der ältesten Schichtgesteine liegt eine mehrere Kilometer mächtige Gruppe von Konglomeraten, Sandsteinen, Kalksteinen und Schiefern. In diesen Bildungen sind vor wenigen Jahren die ältesten Organismen aufgefunden worden.

Nur sehr dürftige und seltene Reste vermitteln uns eine Kenntnis von der Lebewelt dieser Zeit.

Schalenreste von Brachiopoden, vereinzelte Spongienreste, Radiolarien, Muscheln, Schnecken, Würmer und Krebse sind aus diesen Bildungen bekannt geworden; während wir noch vor kurzer Zeit in älteren als kambrischen Bildungen keine sicher bestimmbar Versteinerungen kannten, sind auf diese Weise Belege von einem reichen Tierleben in einer viel weiter zurückliegenden Zeit der Erdgeschichte gewonnen worden.

Aus dem Vorhandensein von Konglomeraten in diesen Bildungen geht aber mit Sicherheit hervor, daß schon

damals Festländer vorhanden waren, deren Küsten durch die Brandung zerstört wurden. Wenn auch die bisher bekannt gewordenen Tierreste aus jener Zeit von einem reichen Meeresleben Zeugnis ablegen, so fehlt doch jede Spur von Landtieren. Ob die Festländer gegen das Ende der archäozoischen Zeit Wüsten darstellten, vermögen wir aber heute noch nicht mit Sicherheit zu sagen.

Die paläozoische Epoche.

Die kambrische Formation.

In einem kleinen Gebiete Mitteleuropas können wir die Spuren verfolgen, die das älteste kambrische Meer hinterlassen hat.

Das alte, berühmte Silberbergwerk von Příbram in Böhmen liegt in mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten, den Uferbildungen des unterkambrischen Meeres. Zahlreiche Gänge von Eruptivgesteinen (meist Diabas) durchziehen diese Schichten; sie stehen in engster Verbindung mit den silberhaltigen Bleiglanzgängen, deren Erze aus aufsteigendem, metallhaltigem Thermalwasser an den Klüftwänden ausgeschieden wurden (Fig. 42).

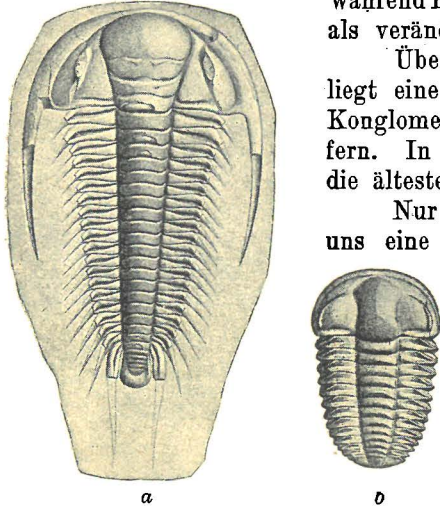


Fig. 72. Trilobiten aus dem Kambrium von Skrej in Böhmen.

a *Paratolozides bohemicus* ($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe).

b *Ellipsocephalus Hoffi* (natürliche Größe).

(Nach J. Barrande.)

Über diesen Konglomeraten und Sandsteinen liegt ein zu Tonschiefer erhärteter Schlamm mit Meerestieren. Er ist namentlich bei Jinetz an der Littawa von zahlreichen Trilobiten erfüllt, unter welchen namentlich der prächtige große *Paradoxides bohemicus* und der kleine *Ellipsocephalus Hoffi* (Fig. 72 b) auffällt. Die Trilobitenreste sind ockergelb gefärbt und stechen daher von dem dunkelbraunen Schiefer deutlich ab. Dieselben Schichten ziehen nach Tejschowitz und Skrej hinüber.

Viele Trilobiten aus dem Kambrium, Silur und Devon sind vollständig blind, richtiger gesagt erblindet, und zwar infolge des steten Aufenthaltes im Schlamm, in welchen sich diese Tiere eingruben. Zu den blinden Trilobiten gehört die Gattung *Trinucleus* (Fig. 74) aus dem böhmischen Silur. Die Trilobiten besaßen unter dem Rumpfe zahlreiche zarte Beine, so daß ihr Aussehen dem einer Kellerassel ähnlich gewesen sein mußte.

Viele silurische Trilobiten liegen eingerollt im Gestein (Fig. 73); diese Fähigkeit war bei den kambrischen Trilobiten mit wenigen Ausnahmen noch nicht ausgebildet.

In den Meeren der mesozoischen und känozoischen Epoche spielen Muscheln und Schnecken eine große Rolle; aus dem Kambrium sind nur wenige Formen bekannt, die jedenfalls beweisen, daß die kalkschaligen Mollusken in jener fernern Zeit noch auf einer tiefen Stufe der Entwicklung standen und erst viel später ihre Blüte erreichten.

Von Cephalopoden sind aus dem Kambrium nur dürftige Reste bekannt. Sehr häufig erscheinen jedoch bereits in dieser Zeit die Brachiopoden, die aber ebenso wie die Trilobiten ihre Blüte erst im Silur erreichen. Zwei Gattungen der kambrischen Brachiopoden (*Lingula* und *Discina*) haben sich fast unverändert bis auf den heutigen Tag in unseren Meeren erhalten.

Vereinzelt finden sich im Kambrium Kieselschwämme; zahlreiche Echinodermen sind mit ihren aus Kalktafeln zusammengesetzten Panzern erhalten geblieben. Man kennt sogar Steinkerne von Quallen oder Medusen aus dem schwedischen Kambrium.

Das Gesamtbild der Tierreste der kambrischen Formation zeigt uns eine noch nicht hoch entwickelte Meeresfauna. Wir kennen noch keine Korallen, keine eingerollten Cephalopoden, keine Mooskorallen, keine Seeigel, keine Seelilien, keine Seesterne und keine gewundenen Schnecken aus dieser Zeit.

Die Silurformation.

Das Tierleben des Silurmeeres.

Während weite Gebiete der Erdoberfläche von silurischen Ablagerungen bedeckt sind, nehmen sie in Mitteleuropa einen geringen Flächenraum ein, sind aber in Böhmen von einer so ungeheuren Menge von Versteinerungen

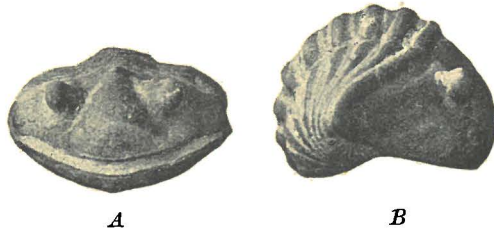


Fig. 73. Eingerollte Trilobiten (*Asaphus*) aus dem böhmischen Silur.

A von vorne, B von der Seite.

Originale im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

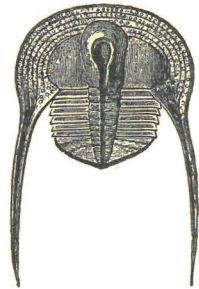


Fig. 74. *Trinucleus Goldfussi*, ein blinder Trilobit aus dem böhmischen Untersilur, in natürlicher Größe.

Die Längsrinne auf dem Rücken entspricht dem Darmkanal, der bei diesem Exemplar freiliegt, sonst aber durch die Rückenschale verdeckt ist.

(Nach J. Barrande.)

erfüllt, daß kein anderes Silurgebiet sich in dieser Hinsicht mit dem böhmischen messen kann. Die Artenzahl der böhmischen Silurbildungen zählt nach vielen Tausenden und immer wieder werden neue Formen entdeckt.

Die **Trilobiten** füllen zu Millionen die Quarzite und Schiefer der unteren Abteilung der böhmischen Silurbildungen. Auf den hellen Quarzitplatten liegen die von Eisenoxyd rötlichgelb gefärbten Panzer von *Dalmanites socialis*, *Trinucleus Goldfussi* (Fig. 74) und anderen Trilobiten dicht nebeneinander.

Zu hoher Blüte gelangen im Untersilur die **Brachiopoden**. Aus dem Silur sind bis jetzt etwa 2600 Arten beschrieben.

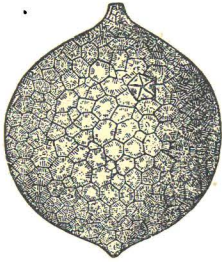


Fig. 75. Eine Ahnenform der Stachelhäuter (Echinodermen) aus der Gruppe der Cystideen (*Echinospaerites aurantium*) aus dem Untersilur Rußlands.

Oben die trichterartige Mundöffnung, schieb darunter der von fünf dreieckigen Kalktafeln verschlossene After. Das kugelige Gehäuse besteht aus zahlreichen unregelmäßig geformten polygonalen Kalkplättchen.

(Nach M. Neumayr.)



Fig. 76.

Zaphrentis, eine devonische Einzelkoralle.

Das Tier war mit der Spitze des Bechers am Meeresboden festgewachsen.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Original im paläontologischen Institute der Wiener Universität.



Fig. 77. *Cyathophyllum caespitosum*, eine Korallenkolonie mit locker verwachsenen Einzelpersonen, aus dem Mitteldevon der Eifel in Deutschland.

(Nach K. A. von Zittel.)

Die Seesterne und Seeigel treten im Silur vereinzelt auf; zu reicher Entfaltung gelangen die Seelilien. In voller Blüte stehen die **Cystideen**, von denen *Echinospaerites aurantium* (Fig. 75) genannt sein mag.

Auch Kiesel Schwämme, Radiolarien und Foraminiferen sind aus silurischen Bildungen bekannt; zum ersten Male erscheinen **Korallen**.

Im Untersilur noch vereinzelt, treten schon im Obersilur die Korallen als Riffbildner auf.

Ursprünglich Einzelkorallen wie *Zaphrentis* (Fig. 76); tritt im Laufe der Stammesgeschichte der Korallen immer häufiger die Vereinigung zu Kolonien oder Stöcken auf. Zuerst nur locker verbunden wie bei *Cyathophyllum* (Fig. 77), schließen sie sich bald zu halbkugeligen Stöcken zusammen.

Die Sternleisten oder Septen im Inneren der Korallenkelche sind ursprünglich nach der Vierzahl angeordnet; dieser vierstrahlige Bau gab zu der Bezeichnung der ältesten Korallen als Tetrakorallen (Fig. 78) Veranlassung, während die jüngeren Korallen einen sechsstrahligen Kelchbau zeigen und darnach Hexakorallen genannt werden. Dieser Übergang von Tetrakorallen zu Hexakorallen vollzieht sich erst in der Triasformation.

Neben den Tetrakorallen spielt im Silur eine andere Korallengruppe eine sehr wichtige Rolle; das sind die Tabulaten. Es sind kolonienbildende Tiere, die in langen Kalkröhren wohnten; diese Röhren schließen sich zu langen Reihen aneinander, die im Querschnitt als Ketten erscheinen wie bei der Kettenkoralle *Halysites* (Fig. 79) aus dem oberen Silur.

Im Silur erreicht die Gruppe der **Graptolithen** eine große Bedeutung. Zu vielen Tausenden füllen die silbergrau glänzenden schattenhaften Abdrücke dieser seltsam geformten Tiere die schwarzen Schiefer des böhmischen Obersilur; die Graptolithen (Fig. 80) bilden eine Tiergruppe von ganz abgesonderter Stellung im System des Tierreiches und haben noch die meiste Ähnlichkeit mit den Hydroidpolypen. Es sind „Leitfossilien“ von hervorragender Bedeutung, da sie bis jetzt nur aus dem Silur bekannt sind.

Im Silur erreichen die **Cephalopoden** zum ersten Male eine hohe Blüte. Es sind die Verwandten des heute noch lebenden *Nautilus*, die *Nautiloidea*, welche mit fast 1500 Arten das Silurmeer bevölkern; schon im Devon ist ihre Zahl auf 230 Arten gesunken. Ihre Gehäuse sind entweder stabförmig, langgestreckt kegelförmig, kuhhornförmig, spiralig gedreht oder birnförmig und diese Verschiedenheiten sind so mannigfaltig, daß keine andere Tiergruppe des Silur einen gleichen Formenreichtum aufweist.

Am häufigsten ist die Gattung *Orthoceras* (Fig. 81) mit langgestrecktem, kegelförmigem Gehäuse, das zahlreiche Gaskammern enthält, die wahrscheinlich das Schwimmen der Tiere an der Meeresoberfläche erleichterten.

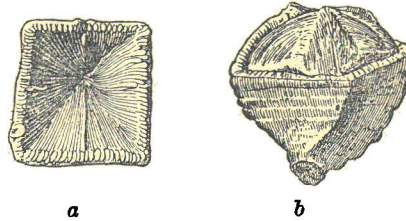


Fig. 78. *Goniophyllum pyramidale*, eine obersilurische Tetrakoralle aus Gotland. *a* von oben ohne Deckel, *b* von der Seite, Becher mit dem Deckel verschlossen.
(Nach K. A. von Zittel.)



Fig. 79. *Halysites*, eine Kettenkoralle aus dem Obersilur von Kozel in Böhmen.

($\frac{1}{3}$ der natürlichen Größe.)
Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

a
Graptolithus turriculatus,
von Slivenetz.
b *Graptolithus mantius* von Beraun.

Fig. 80. Graptolithen aus dem böhmischen Obersilur.

($\frac{1}{3}$ der natürlichen Größe.)

Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

Muscheln und **Schnecken** gehören im Silur zu häufigen Versteinerungen, erreichten aber bei weitem nicht die Bedeutung wie in den späteren Meeren.

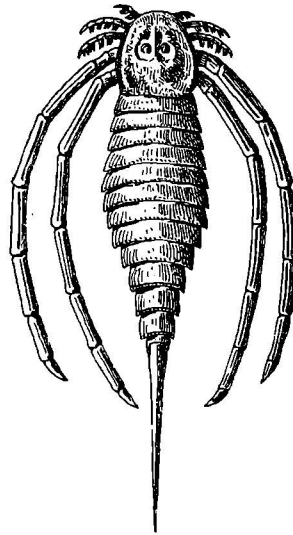
Neben den Trilobiten treten unter den Krestieren zum ersten Male die **Riesenkrebse** auf, von denen die Gattungen *Eurypterus* und *Stylonurus* Längen von 1.80 m erreichten (Fig. 82).

In der Silurformation erscheinen die ältesten **Fische**. Zwei dieser merkwürdigen Formen zeigen dieselbe Gestalt wie die Rochen; ihre Haut ist mit zahlreichen einzelstehenden Zähnen besetzt (die Schuppen der Fische



Fig. 81. *Orthoceras Neptuneum* aus dem böhmischen Obersilur, mit abgebrochener Spitze. a das Gehäuse von außen, b Längsschnitt durch dasselbe.

(Stark verkleinert.)
(Nach J. Barrande.)



(Fig. 82. Ein Riesenkrebs (*Stylonurus*) von ungefähr 1.5 m Länge aus dem Obersilur Englands.

(Nach C. E. Beecher.)

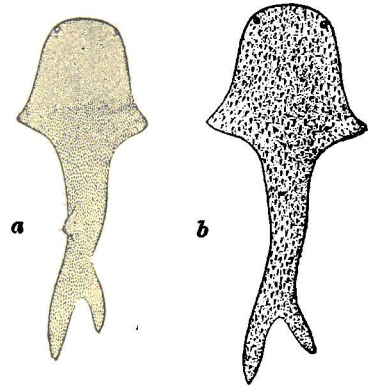


Fig. 83. Zwei der ältesten Fische aus dem Obersilur Schottlands:

a *Thelodus scoticus* ($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe), b *Lanarkia spinosa* ($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe), beide rekonstruiert. Die Fische haben eine Körperform wie die Rochen, sind aber nicht mit ihnen verwandt.

(Nach R. H. Traquair.)

sind nichts anderes als Hautzähne). Die Augen liegen auf der Oberseite des abgeflachten Körpers; Brustflossen und Bauchflossen fehlen diesen tiefstehenden Wirbeltieren (Fig. 83).

Die Entwicklung der Silurformation in Böhmen.

In Mittelböhmen erstreckt sich zwischen Pilsen, Píbram und Prag ein weites Gebiet kambrischer, silurischer und devonischer Schichten, das sogenannte „böhmische Silurbecken“. Diese Gesteinsgruppen stellen aber nur einen kleinen Rest der ehemals weit ausgedehnteren Meeresbedeckung dar, welcher in einer grabenartigen Einsenkung erhalten geblieben ist, während durch die Denudation im Laufe ungeheurer Zeitabschnitte der Erdgeschichte alle übrigen Spuren der ehemaligen Überflutung während der kambrischen, silurischen und devonischen Formation entfernt worden sind.

Das Untersilur ist hauptsächlich in Form von ungemein fossilreichen Quarziten und Schiefen entwickelt. Als Bausteine werden die Quarzite an vielen Orten gebrochen und liefern das Straßenpflaster für Prag. Diabase treten dazwischen auf als Zeugen einer starken vulkanischen Tätigkeit, welche während der paläozoischen Epoche in Böhmen herrschte.

Das Obersilur besteht aus schwarzen Graptolithenschiefen mit vielen Diabasgängen, über welchen dunkle, bitumenreiche Kalksteine liegen, die

stellenweise viele Tausend Versteinerungen von Cephalopoden, namentlich Orthoceratiten enthalten.

Die Devonformation.

Die Tierwelt des Devonmeeres.

Während uns die Tierwelt des Silurmeeres in scharfem Gegensatze zu der kambrischen Meereswelt erscheint, stellt die devonische Tierwelt eine höher entwickelte Silurfauna dar, in welcher zwar viele Gruppen bereits stark im Rückgang begriffen sind (Trilobiten, (Fig. 84), Brachiopoden, Tabulaten, *Nautiloidea*), andere aber sich weiter entwickelten und so einer Blüte in späterer Zeit entgegengingen.

Die Fische, im Obersilur noch durch kleine, tiefstehende Formen vertreten, erreichen im Devon eine hohe Blüte. Es sind aber ganz andere Familien und Gruppen als jene, die unsere Meere bevölkern; seltsame, gepanzerte Formen erscheinen in großen Mengen und wir können die Devonzeit geradezu als die Zeit der Herrschaft der Panzerfische bezeichnen. Unter ihnen fällt besonders die Gattung *Pterichthys* auf, deren vordere Körperhälfte in einen starren Panzer eingeschlossen war, während die hintere Körperhälfte Schuppen trug. Die paarigen Flossen fehlen gänzlich; eigentümliche Seitenorgane hatten wohl dieselben Dienste zu versehen wie die Fangarme der Gespensteschrecken oder einzelner Krebse (Fig. 85).

Daneben erscheinen Knorpelfische wie der merkwürdige *Climacodus*, welcher uns für die Entstehung der Brust- und Bauchflossen aus einem ehemals zusammenhängenden seitlichen Flossensaum einen wichtigen Beweis liefert (Fig. 86).

Auch die heute noch lebenden Lungenfische lassen sich bis in das Devon zurückverfolgen und neben ihnen treten die ältesten Schmelzschuppenfische auf.

Die Blütezeit der Trilobiten, Brachiopoden, Tabulaten und *Nautiloidea* ist vorüber. Die Korallen schließen sich häufiger, als es im Silur der Fall war, zu Kolonien zusammen. Die Korallenkolonie des *Pleurodictyum problematicum* lebte in Symbiose mit einem in ihrer Basis angesiedelten Wurm, ein Beispiel von der Lebensgemeinschaft von Tieren schon in einem so weit zurückliegenden Erdzeitalter (Fig. 87).

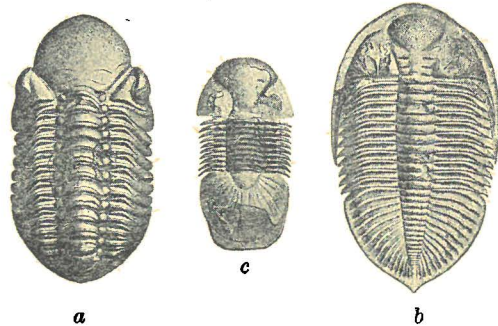


Fig. 84. Trilobiten aus dem böhmischen Devon.
a *Phacops cephalotes*, b *Dalmanites Hausmanni*, c *Bronteus Brongniarti*.

(Alle drei Figuren in halber Naturgröße.)
(Nach J. Barrande.)

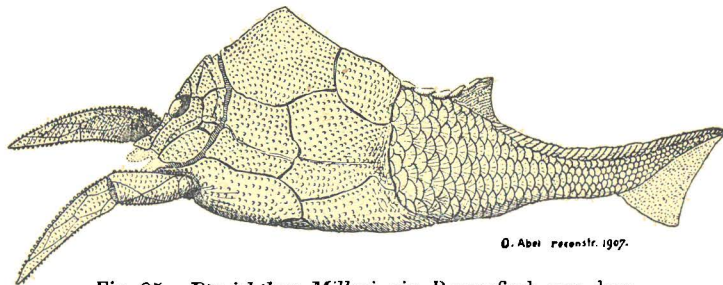


Fig. 85. *Pterichthys Milleri*, ein Panzerfisch aus dem schottischen Mitteldevon,

(Old Red Sandstone), rekonstruiert in halber Naturgröße. Nach R. H. Traquair; Stellung der Fangarme verändert.

Unter den Echinodermen blühen die Seelilien auf und besiedeln die Korallenriffe der devonischen Meere in großer Zahl.

Die ersten Ammoniten erscheinen, freilich sehr selten, im Obersilur und nehmen erst im Devon an Häufigkeit zu.

Die Ablagerungen des Devonmeeres in Böhmen.

Im Obersilur setzt die Ablagerung von Kalksteinen in Böhmen ein und dauert durch das Devon fort. Auf die *Orthoceras*-reichen Kalke folgen

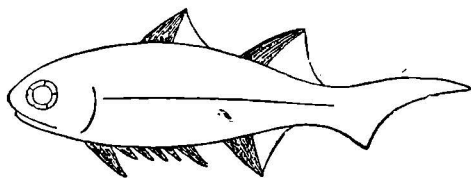


Fig. 86. *Climatius scutigera*, ein Fisch aus dem unteren alten roten Sandstein (Old Red Sandstone) aus Forfarshire in Schottland, rekonstruiert.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)
(Nach A. S. Woodward.)

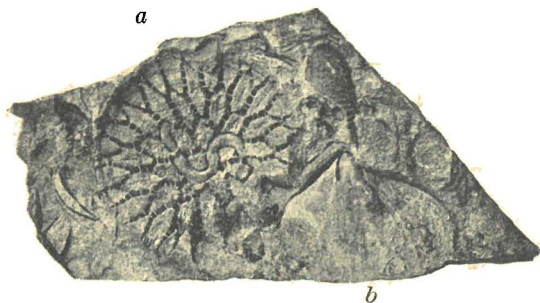


Fig. 87. Steinkern von *Pleurodictyum problematicum*.

a eine devonische Korallenkolonie mit einem in ihrer Basis eingesenkten Wurm. Rechts unten der Steinkern eines Brachiopoden b.

(Natürliche Größe.)

dunkle Kalksteine und über ihnen mächtige hellgefärbte Korallenkalke, die bei Konieprus in mächtigen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Auf den Schichtköpfen der steil aufgerichteten Devonkalke steht die Burg Karlstein; über diesen Kalken liegen weiche Schiefer mit zahlreichen Pflanzenresten (Zweigen von Schuppenbäumen). Dann verschwindet das Meer aus Böhmen; in der oberen Devonzeit lag Böhmen trocken.

Im Norden Europas dehnt sich ein ungeheures Gebiet aus, in welchem rote Sandsteine die Devonformation vertreten. Das ist der „alte rote Sandstein“, der Schottländer. In der Regel sind diese Sandsteine arm an Versteinerungen; nur Fische, vor allem der merkwürdige *Pterichthys*, treten häufig auf. Vereinzelt erscheinen Riesenkrebse, wie der fast 2 m lange *Pterygotus* (Fig. 88).

Die Steinkohlenformation.

Die Benennung dieser Formation könnte den Irrtum erwecken, daß Steinkohlen nur in diesem Erdzeitalter zur Ablagerung gekommen sind. Das ist nicht der Fall; wir kennen ältere und jüngere Steinkohlen und die Steinkohlen Niederösterreichs gehören zum Teile der Triasformation (Lunzer Kohle), zum Teile der Juraformation (Grestener Kohle), zum Teile der oberen Kreideformation an (Grünbach bei Wiener-Neustadt).

Gleichwohl läßt sich die Benennung dieser Formation als Steinkohlen- oder Karbonformation durch die enormen Steinkohlenlager rechtfertigen, deren Bildung in diese Zeit fällt. In keiner anderen Formation sind so ungeheure

gen von Kohlenstoff aufgespeichert worden; die Steinschätze von Böhmen, Deutschland, Belgien, Frankreich, England, Nordamerika und China sind zum weitaus größten Teile in der Steinkohlenformation entstanden.

Meeresbildungen haben aber in dieser Zeit ebenenig wie in früheren oder späteren Formationen gefehlt. Große Flächen und mächtige Schichten sind aus marinen Schichten der Steinkohlenformation aufgebaut. Während man in Böhmen, Mähren und Schlesien weite Sümpfe ausstreckte, in denen sich die Pflanzenleichen anhäuften, trat in den Alpen das Meer und nur vereinzelt treten, wie am Semmering oder in Steiermark, kleine Kohlenflöze zwischen den Meeresablagerungen auf.

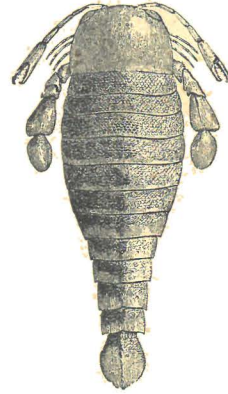


Fig 88. Ein Riesenkrebs (*Pterygotus anglicus*) von etwa 1,5 m Länge, aus dem „alten roten Sandsteine“ Schottlands (Devonformation), rekonstruiert. (Nach H. Woodward.)

Die Tierwelt der Steinkohlenformation.

Die Tierwelt, die uns in den Meeresbildungen der Steinkohlenformation entgegentritt, steht der oberdevonischen Fauna keineswegs fremdartig gegenüber, sondern stellt eine weiterentwickelte Fauna dar. Unter den Arthropoden herrschen die eigentümlichen Productiden mit der Gattung *Productus* vor.



Fig. 89. *Spirifer striatus*, ein Armbrüster (Brachiopode) aus der Steinkohlenformation Englands.

Die Schale ist zum Teile aufgebrochen, um die kalkigen Spiralkegel bestehende Armgerüst sichtbar zu machen.

(Nach Davidson.)

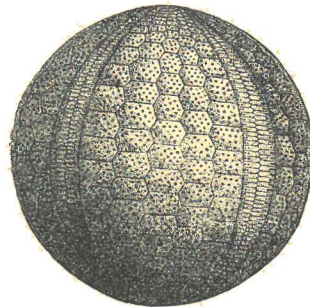


Fig. 90. *Palaeochinus elegans*, ein kugelförmiger Seeigel aus dem Steinkohlenkalk Irlands.

(Nach M. Neumayr.)

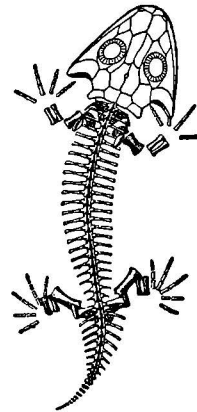


Fig. 91. *Branchiosaurus amblystomus*, ein kleiner molchgroßer Stegocephale aus dem Perm bei Dresden, rekonstruiert.

Im Schädeldach ist das hinter den beiden Augenhöhlen liegende kleine Scheitelloch sichtbar. (Nach H. Credner.)

Häufig sind die schon im Devon blühenden Spiriferen mit der Hauptgattung *Spirifer* (Fig. 89).

Auch die Korallen sind zahlreich vertreten und bilden stellenweise Riffe. Unter den Echinodermen weisen die Stelenförmigen namentlich in Nordamerika einen großen Formenreichtum auf. Faustgroße, kugelförmige oder melonenförmige Seeigel wie *Palaeochinus* (Fig. 90) sind häufig. Der Stamm der *Nautiloidea* unter den Kopffüßern erreicht noch einmal eine letzte Blüte; die Gattungen *Orthoceras* und *Nautilus* sind in zahlreichen Arten vertreten.

Die Trilobiten, seit dem Untersilur beständig an Artenzahl und Formenreichtum abnehmend, sind sehr selten geworden.

In großer Zahl treten Schmelzschuppenfische (Ganoiden) sowie Knorpelfische (Selachier) auf, wenn auch die echten Haie und Rochen noch fehlen.

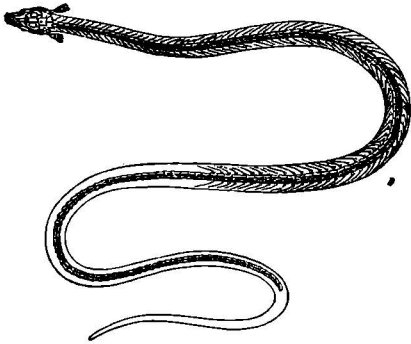


Fig. 92. *Dolichosoma*, ein schlangenförmiger Stegocephale von 1 m Länge, aus der Gaskohle von Nürschan in Böhmen (obere Steinkohlenformation), rekonstruiert.

(Nach A. Fritsch.)

Branchiosaurus (Fig. 91); andere ähneln in der Körpergestalt Krokodilen und andere, wie die Gattung *Dolichosoma* (Fig. 92) aus dem oberkarbonischen

Langsam beginnt ein Zweig der Cephalopoden aufzublühen, der das ganze Mittelalter der Erde hindurch sich in unvergleichlicher Formenpracht und Formenreichtum behauptet, die *Ammonoidea*.

Zum ersten Male treten uns unter den **Landtieren** Formen entgegen, die einer aus dem Devon noch nicht bekannten Wirbeltierklasse angehören, die Stegocephalen.

Aus den Stegocephalen gingen schon in der paläozoischen Epoche neben den heute noch lebenden drei Stämmen der Amphibien (Schwanzlurche, Froschlurche, Blindwühler), in der Steinkohlenformation die Reptilien hervor, die mit den Stegocephalen durch die Cotylosaurier (Stammgruppe der Reptilien) enge verknüpft sind.

Die Stegocephalen haben in der Regel molchartige Körperformen wie der kleine

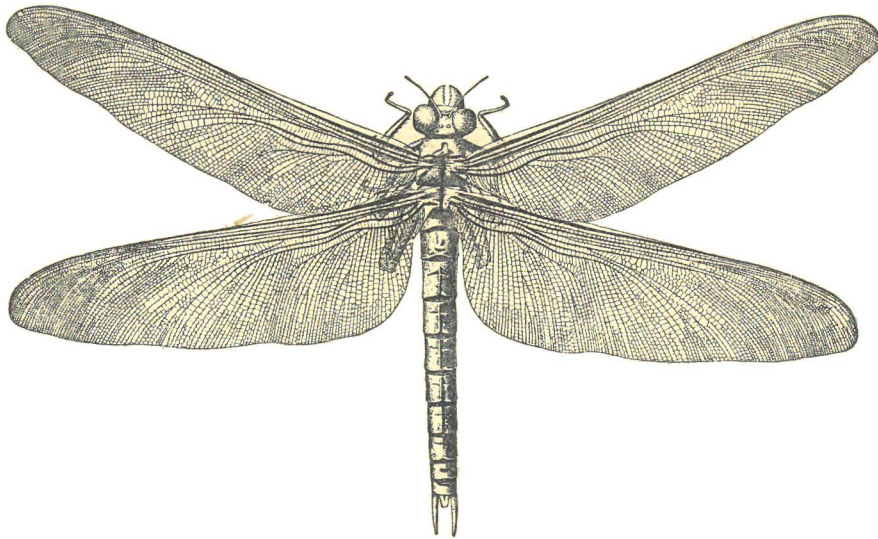


Fig. 93. *Meganeura Monyi*, ein Rieseninsekt von 70 cm Spannweite aus der oberen Steinkohlenformation.

(Rekonstruktion von Ch. Brongniart, in einigen Teilen berichtigt von A. Handlirsch 1908.)
(Originalzeichnung.)

Gasschiefer von Nürschan in Böhmen, sind langgestreckte, fußlose, schlangenartige Tiere. Im Schädeldach ist stets das Scheitelloch vorhanden, eine Öffnung für ein unpaariges Sinnesorgan, wie es noch bei der lebenden Brückenechse von Neuseeland (*Sphenodon*) erhalten ist.

Ein anderer, später sich zu hoher Blüte entfaltender Tierstamm erscheint gleichfalls zuerst in der Steinkohlenformation: die Insekten. Einzelne Formen sind mit unserer Küchenschabe nahe verwandt und gehören wie diese zur Familie der Blattiden. Unter den 300 Gattungen von Insekten aus der Steinkohlenzeit gehören 80 zu den Palaeodictyopteren oder Urinsekten. Das größte Insekt, das jemals die Erdoberfläche bewohnte, ist die riesige *Meganura Monyi* aus der Steinkohlenformation (Fig. 93).

Die Pflanzenwelt der Steinkohlenformation.

Die Pflanzenreste der Steinkohlenzeit sind zwar in Steinkohle verwandelt, sie finden sich aber nicht in der Steinkohle selbst, sondern in den darüber oder darunter liegenden Schiefnern und Sandsteinen. Durch den Abbau der Kohlenflöze sind so viele Pflanzenreste bekannt geworden, daß wir uns heute ein sehr genaues Bild von der Pflanzenwelt jener Zeit machen können. Vor allem fällt die enorme Größe der Pflanzen auf, die uns in den Schichten der Steinkohlenzeit entgegentreten. Gymnospermen sind äußerst selten und Angiospermen fehlen noch; Farne, Schachtelhalme und Bärlappgewächse setzen die Wälder zusammen. Die heute lebenden Angehörigen dieser Pflanzengruppen erscheinen geradezu zwerghaft neben den Riesen der Steinkohlenzeit. Während die lebenden Schachtelhalme verhältnismäßig kleine und zarte Gewächse darstellen, waren die Calamiten der Steinkohlenzeit mächtige Bäume und erreichten 30 m Höhe. Es waren Sumpfpflanzen, die weite Waldbestände bildeten (Fig. 94).

Neben ihnen spielen die Schuppenbäume oder Lepidodendren (Fig. 95) eine hervorragende Rolle. Sie wuchsen 30 bis 40 m hoch und erreichten dabei einen Stammdurchmesser von 2 m. Der runde Stamm, der sich dichotom verzweigte, war mit dichtstehenden Blättern besetzt, die beim Abfallen eine Narbe zurückließen, welche in schiefen Spiralen um den Stamm verlaufen. Die Blüten waren zapfenförmig und standen an den Zweigenden.

Auch die Siegelbäume oder Sigillarien (Fig. 96) erreichten bedeutende Stammhöhen. Sie waren weniger verzweigt wie die Schuppenbäume und die Narbenreihen laufen senkrecht am Stamme herab. Die Blüten entsprangen an der Ansatzstelle der Krone. Auch die Stigmarien der Siegelbäume, die als Wurzeln dienten, waren wie bei den Schuppenbäumen horizontal ausgebreitet.

Die Einförmigkeit dieser weiten öden Sumpfwälder mit ihren hoch aufgeschossenen Schachtelhalmbäumen und den Beständen von Schuppen- und

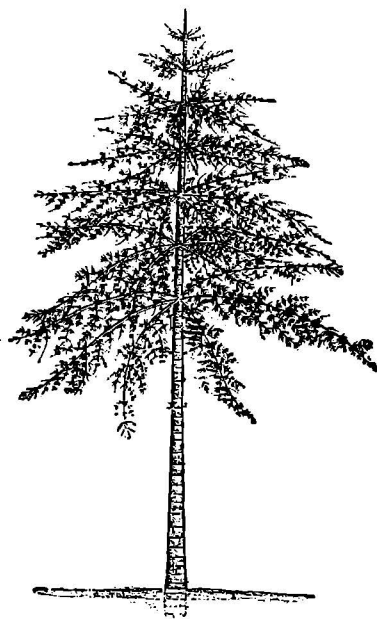


Fig. 94. Schachtelhalmbaum (*Calamites*) aus der Steinkohlenformation.

(Nach H. Potonié.)

Siegelbäumen wurde nur durch die prächtigen Farne unterbrochen, welche im Sumpfe wurzelten. Wahrscheinlich haben einige Farne in den Steinkohlenwäldern die Stämme nach Art der Lianen umrankt, andere wucherten im Sumpfboden und bildeten undurchdringliche Dickichte. Keine Blumen schmückten den Steinkohlenwald; Monocotyledonen und Dicotyledonen fehlen noch. Auch von nadelholzartigen Gewächsen sind bisher nur vereinzelte Funde in der Steinkohlenformation gemacht worden.

Meer und Festland in der Steinkohlenzeit.

Die Steinkohlenflöze sind, wie wir schon bei der Besprechung der Gesteinsbildung (S. 76) auseinandergesetzt haben, größtenteils als fossile Waldmoore

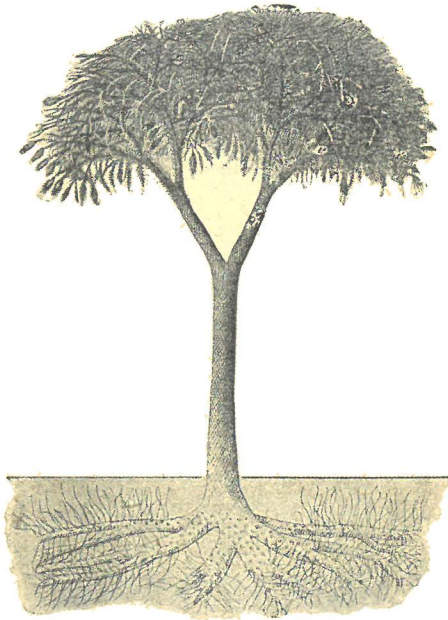


Fig. 95. Schuppenbaum (*Lepidodendron*)
aus der Steinkohlenformation.

Mit zapfenförmigen Blüten an den Zweigenden und wagrecht ausgebreiteten verzweigten Stigmarien; die zylindrischen Anhänge der letzteren dienen als Wurzeln.

(Nach H. Potonié.)

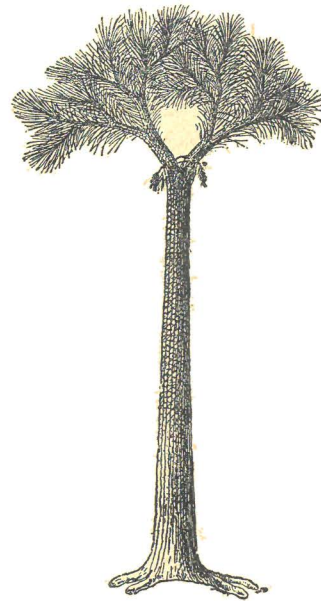


Fig. 96. Siegelbaum (*Sigillaria*)
aus der Steinkohlenformation.

Die stammbürtigen Blüten stehen knapp unter der Krone.

(Nach H. Potonié.)

anzusehen, die in der Gegenwart ein Seitenstück in den nordamerikanischen Swamps mit den ausgedehnten Wäldern der Sumpfpresse (*Taxodium distichum*) besitzen.

Untersuchen wir aber die Lagerungsverhältnisse einzelner Steinkohlenflöze, so sehen wir, daß in einzelnen Gebieten (z. B. bei Mährisch-Ostrau) ein wiederholter Wechsel zwischen Meeresablagerungen und Kohlenflözen stattfindet. Wiederholt tauchten die Waldsümpfe unter den Meeresspiegel und die Leichen der einwandernden Meerestiere häuften sich im Schlamm und Sand über den

Flözen an; dann zog sich das Meer zurück und von neuem eroberten die Sumpfwälder das verloren gegangene Terrain.

Aber nicht nur Ufersümpfe, auch Landsümpfe haben in weiter Entfernung von der Meeresküste das Material für die Bildung der Flöze geliefert. Die böhmischen Steinkohlen bildeten sich in Landsümpfen und ihre Bildung dauerte, von keiner Überflutung des Meeres unterbrochen, bis in die Permformation fort. Böhmen ist also in der Steinkohlenzeit Festland gewesen; in Oberschlesien (im Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevier) sind bereits Einschaltungen von Meeresbildungen zwischen die Flöze zu beobachten, ein Beweis dafür, daß wir uns hier in der Nähe der alten Uferlinie befinden. Im Süden, in den Alpen, flutete das Meer; in Kärnten sind Meeresbildungen dieser Zeit weit verbreitet.

Die Permformation.

Die Ablagerungen der Permformation.

Seit Jahrhunderten werden bei Mansfeld in Thüringen kupferhältige Schiefer abgebaut. Im „Liegenden“ dieser Schiefer finden wir bis 400 m mächtige rote, äußerst fossilarme Sandsteine; das ist das „Rotliegende“ der

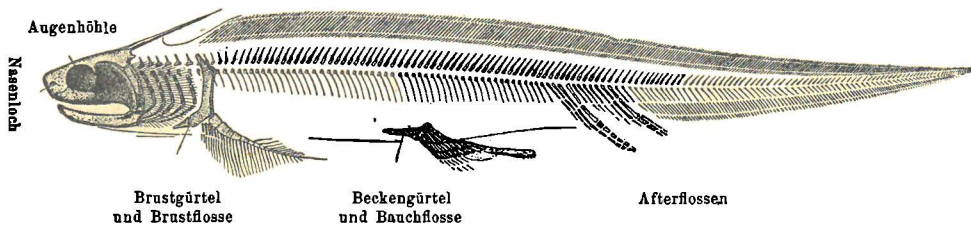


Fig. 97. *Pleuracanthus sessilis* (Männchen) aus dem unteren Perm von Lebach bei Saarbrücken, rekonstruiert.

(Nach O. Jaekel.)

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)

Bergleute. Das „Hangende“ des Kupferschiefers wird von Kalken gebildet, welche die Bergleute den „Zechstein“ nennen.

Das Kupfer der Mansfelder Schiefer ist vermutlich auf Mineralquellen oder vulkanische Dampfausströmungen (Fumarolen) (vgl. p. 18, 51) zurückzuführen, welche sehr häufig Kupferchloride enthalten.

In der Permformation dauert in Böhmen die Bildung der Steinkohlenflöze fort; hier ist keine scharfe Trennung zwischen den Ablagerungen beider Formationen vorhanden. Gewaltige vulkanische Eruptionen, bei denen Porphyry gefördert wurde, sind bezeichnend für diese Zeit; daneben tritt in Böhmen und Mähren der fossilarme rote Sandstein, das Rotliegende, auf, in welchem sich zahlreiche Fische (*Palaeoniscus*, *Amblypterus*, *Pleuracanthus* [Fig. 97] usw.) finden.

Die Tierwelt der permischen Meere ist vor allem durch das Aufblühen der Ammoniten gekennzeichnet, die als die Vorläufer der Triasammoniten zu

betrachten sind. Der letzte Trilobit verschwindet im unteren Perm, ebenso fast alle Korallen aus der Gruppe der Tabulaten (vgl. S. 100).

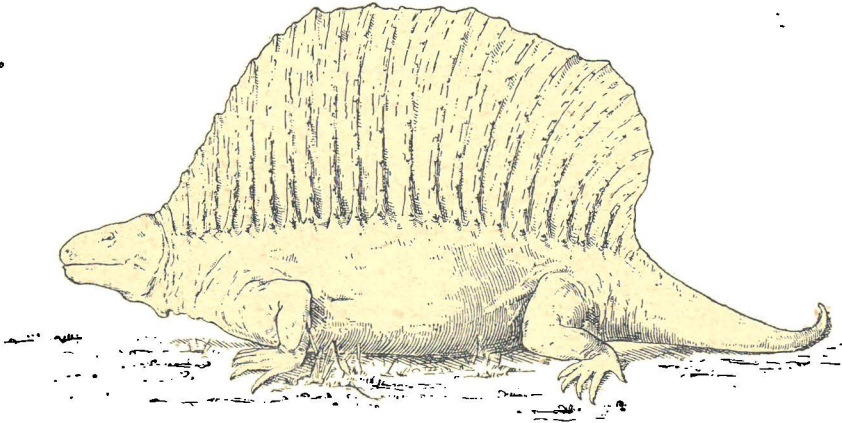


Fig. 98. Rekonstruktion von *Naosaurus claviger*, aus dem Perm von Texas.

Ein Reptil mit enorm verlängerten Dornfortsätzen der Rückenwirbel, die Seitenstacheln trugen und als Schutzwehr dienten. Das Tier erreichte eine Länge von 2·62 m.

(Nach E. C. Case).

Die Flora der Permzeit schließt sich enge an die Steinkohlenflora an; Farne und Nadelhölzer stellen sich häufiger ein. Die Schuppenbäume und Siegelbäume verschwinden langsam, die Calamiten dauern noch fort.

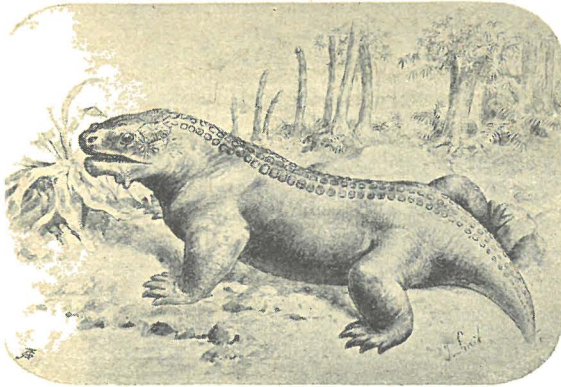


Fig. 99. *Pareiasaurus*, ein Cotylosaurier aus dem Perm Südafrikas, von etwa 2·36 m Länge, rekonstruiert.

(Nach einer Zeichnung von J. Smit).

Unter den Landtieren haben die Stegocephalen den Höhepunkt ihrer Blüte erreicht. Neben den kleinen molchartigen *Branchiosaurus*-Arten erscheinen bereits einige Riesenformen.

In Permablagerungen Nordamerikas und Europas finden sich die eigentümlichen *Pelycosauria*, deren Rückenwirbel (z. B. bei *Naosaurus*) einen enorm verlängerten Dornfortsatz tragen (Fig. 98).

Unter den vielen merkwürdigen Reptilien aus dem Perm

Südafrikas ist *Pareiasaurus* (Fig. 99) hervorzuheben. Er gehört der Stammgruppe der Reptilien an, die unter dem Namen Cotylosauria zusammengefaßt wird und die die Brücke zu den Stegocephalen (S. 106) bildet.

Die mesozoische Epoche.

Die Triasformation.

Die Tierwelt des Triasmeeres.

Mit der Triasformation beginnt die Reihe der Ablagerungen, in denen die **Ammoniten** zu hunderttausenden auftreten; durch die ganze Trias-, Jura- und Kreideformation hält die Blüte des Ammonitenstammes an, wenn sich auch schon in der unteren Kreide die Anzeichen für den beginnenden Niedergang dieser vielgestaltigen und individuenreichen Tiergruppe bemerkbar machen. Eine außerordentlich große Zahl von Gattungen und Arten ist bereits bekannt, aber jede größere Ausbeute eines ammonitenreichen Gesteins fördert neue Formen zutage

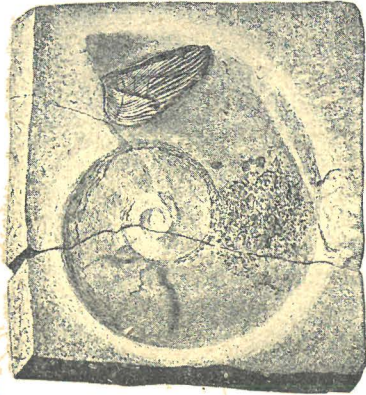


Fig. 100. *Oppelia steraspis*, ein Ammonit mit dem als Schalenverschluß dienenden *Aptychus* an der Mündung und Brut im Innern der Wohnkammer.

▲ aus dem lithographischen Schiefer (oberer weißer Jura) von Solnhofen in Bayern.
($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)
(Nach R. Michael.)

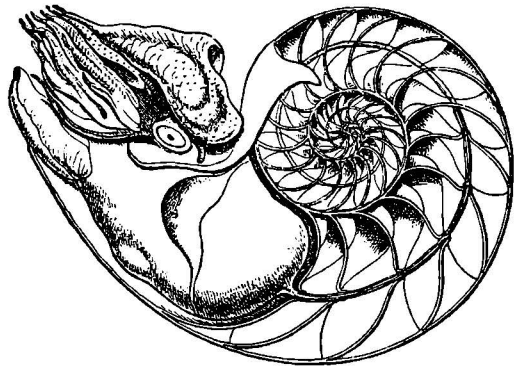


Fig. 101. Weibchen von *Nautilus pompilius* (Papierboot).

Das Gehäuse ist durchschnitten.

Freilich sind es nur die kalkschaligen Gehäuse, die uns bei dem Versteinerungsprozeß erhalten geblieben sind; außerdem kennt man den Verschlußapparat des Gehäuses, paarige Kalkplatten, die wie Muschelschalen gegeneinander bewegt werden konnten; das sind die Aptychen. Wenn sich das Tier in die Schale zurückzog, so wurde die Mündung durch die Aptychen verschlossen (Fig. 100).

Um uns ein Bild von der Organisation eines Ammoniten zu machen, müssen wir den lebenden *Nautilus* (Fig. 101) zum Vergleiche heranziehen.

Das Gehäuse besteht beim *Nautilus* aus einer spiralig aufgerollten, zweiseitig symmetrischen Schale, welche durch Querwände abgeteilt ist. Bei *Nautilus* und den ältesten Ammoniten ist der Verlauf jener Linie, in welcher die Scheidewand mit dem Gehäuse zusammentrifft, einfach gebogen oder wellenförmig gekrümmt; bei den jüngeren Ammoniten von der Triasformation an ist diese Linie, die man Lobenlinie nennt, mehrfach gezackt, gelappt und ausgebuchtet wie bei der Gattung *Phylloceras* (Fig. 102). Der Verlauf der Lobenlinie bildet eines der wichtigsten Unterscheidungsmerkmale für die Ammonitengattungen.

Das Nautilustier bewohnt nur die vorderste große Kammer an der Schalenmündung, die Wohnkammer, während die älteren, durch die Querwände abgeteilten kleinen Kammern mit Gas gefüllt sind (Luftkammern) und so das Schwimmen des Tieres erleichtern.

Vom Hinterende des Tieres zieht sich ein häutiger, von einem Blutgefäße durchzogener Strang (Sipho) durch alle Luftkammern, deren Scheidewände an der Durchtrittsstelle des Sipho durchbohrt sind.

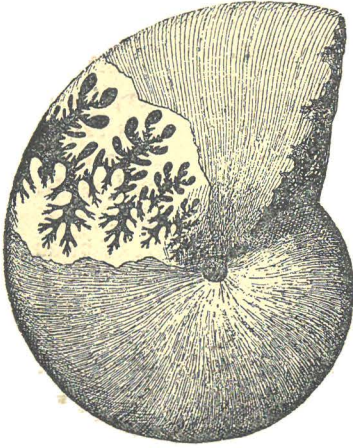


Fig. 102. *Phylloceras heterophyllum*, ein Ammonit aus dem schwarzen Jura (Lias) mit präparierter und gefärbter Lobenlinie.

(Nach K. A. von Zittel.)

In der Triasformation treten sowohl glattschalige und feingestreifte als auch reichknotige und reichberippte Gehäuse auf. Zu den glatten und feingestreiften gehören die häufigsten Gattungen der Alpentrias *Ptychites* (Fig. 107 b), *Monophyllites*, *Arcestes*, zu den reichknotigen *Trachyceras* (Fig. 107 c). Die Gehäusegröße schwankt beträchtlich; die meisten erreichen Handtellergröße, aber ein Riesenammonit aus der oberen Alpentrias, der prächtige *Pinacoceras Metternichi* (aus dem Hallstätter Kalk) erreichte einen Durchmesser von anderthalb Metern (Fig. 113).

Neben wenigen Orthoceren finden sich bereits echte Belemniten im oberen Triasmeere der Alpen (*Atractites*, Fig. 103).

Für die Stammesgeschichte der **Korallen** bildet die Trias einen wichtigen Wendepunkt. In der Trias vollzieht sich der Übergang von den vierstrahligen Tetrakorallen zu den sechsstrahligen Hexakorallen und gleichzeitig beginnt die Kolonien- oder Stockbildung überhandzunehmen. Mächtige Riffe, von zahllosen Korallentieren in langen Zeiträumen aufgebaut, entstehen in der Trias in unseren Kalkalpen.

Zu Hunderttausenden treten in den Kalkriffen der Trias Brachiopoden auf; es beginnt die Blütezeit der Gruppen *Terebratula* und *Rhynchonella* (Fig. 131), die bis in die Kreideformation andauert.

Die Triasformation bezeichnet auch in der Geschichte der **Wirbeltiere** einen der wichtigsten Wendepunkte. Die Stegocephalen gehen ihrem Niedergange rasch entgegen, wenn auch die größten Formen, welche aus dieser Gruppe hervorgegangen sind, wie *Mastodonsaurus* (Fig. 105), der oberen Trias angehören. Dann aber verschwinden die Stegocephalen für immer vom Schauplatz und die Reptilien treten ihr Erbe an.

Die Ablagerungen der oberen Trias sind die Fundstätte der ältesten bis jetzt bekannten Säugetiere.

Die Triasbildungen Deutschlands.

Drei scharf geschiedene Abteilungen lassen sich in der Triasformation Deutschlands unterscheiden und diese Dreiteilung hat der Formation den Namen „Trias“ gegeben. Zuunterst liegt eine Sandsteinbildung, der „Buntsandstein“; die Mitte bilden Meeresskalke mit zahlreichen Versteinerungen, der „Muschel-

kalk“ und zuoberst liegen wieder buntgefärbte Sandsteine und Mergel, welche man unter der Bezeichnung „Keuper“ zusammenfaßt.

Mitteldeutschland wird von einem breiten Streifen herrlicher Forste durchzogen, welche auf Sandsteinbergen stehen. Dieser meist tiefrote Sandstein oder Buntsandstein wird seit vielen Jahrhunderten zu Quadern gebrochen; überall in Süd- und Mitteldeutschland erheben sich die aus Buntsandstein aufgebauten Dome, Burgen und Schlösser, wie die Dome von Mainz, Speyer, Worms und Straßburg oder das Heidelberger Schloß. Die leichte Bearbeitungsfähigkeit dieser Sandsteine steht in innigster Wechselbeziehung zu der hohen Blüte der romanischen und götischen Baukunst in Deutschland. Auch die Sandsteine der oberen deutschen Trias haben zur Entfaltung der Gotik wesentlich beigetragen. Und so wie wir heute in den Steinbrüchen manchen Schädel eines riesenhaften Stegoccephalen ans Tageslicht gebracht sehen, so sind gewiß bei der regen Bautätigkeit des Mittelalters zahlreiche derartige Funde gemacht worden, die den altüberlieferten Drachensagen neue Nahrung gaben und den Bildhauern Vorbilder für die phantastischen Drachenköpfe boten, wie wir sie oberhalb des Portales der Tübinger Stadtpfarrkirche sehen.

Über die Sandflächen und sumpfigen Niederungen drang jetzt das Meer ein und begann über dem Buntsandstein den Muschelkalk abzulagern. Im Süden, in den Alpen, war offenes Meer; in Mitteldeutschland flutete ein seichtes Binnenmeer. Wie immer in Binnenmeeren war die Tierwelt des älteren Muschelkalkmeeres zwar überreich an Individuen, aber arm an Arten. Stellenweise schlug sich in den abgeschnürten Lagunen Gips, Anhydrit und Steinsalz nieder wie in Thüringen. Dann erst drang das Meer von neuem vor und überflutete das Gebiet in weiterem Ausmaße als früher. Nunmehr wird die Tierwelt mannigfaltiger; am Meeresboden häufen sich Millionen von Stielgliedern der Seelilien, namentlich des *Encrinurus liliiformis* (Fig. 59, p. 75) an, tausende von Gehäusen des Ammoniten *Ceratites nodosus* sinken auf den Meeresboden nieder; von den Ufersümpfen werden Leichen des Lungenfisches *Ceratodus* eingeschwemmt und zahllose Brachiopoden, Muscheln, Schnecken und andere Tiere bevölkern das Meer (Fig. 104).

Unser Bild zeigt das Tierleben an der Meeresküste Mitteldeutschlands in der Muschelkalkzeit; auf dem Uferfelsen und im Meere erblicken wir ein küstenbewohnendes Reptil

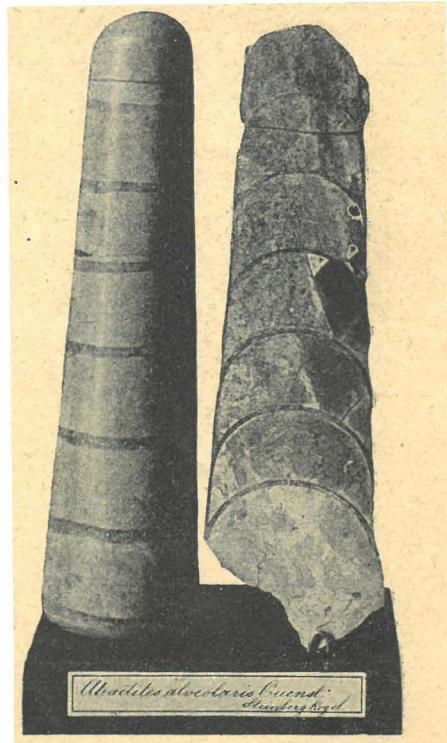


Fig. 103. *Atractites alveolaris*, ein Belemnit aus der oberen Alpentrias (Hallstätterkalk) von Hallstatt.

Die Figur stellt die Steinkerne zweier Phragmone (vgl. Fig. 118), das sind gaserfüllte, durch Scheidewände getrennte Kammern, dar, die zum Auftrieb des Tieres dienen. (1/12 der natürlichen Größe.)

Originale in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

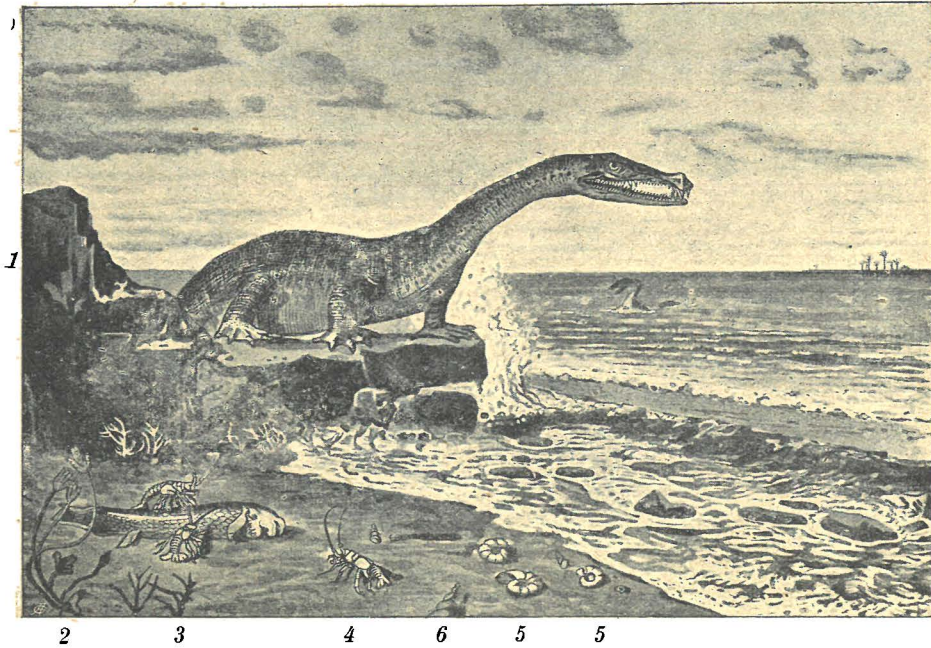


Fig. 104. Mitteldeutschland zur Muschelkalkzeit.
 (Aus E. Fraas, Führer durch das Naturienkabinett in Stuttgart.)

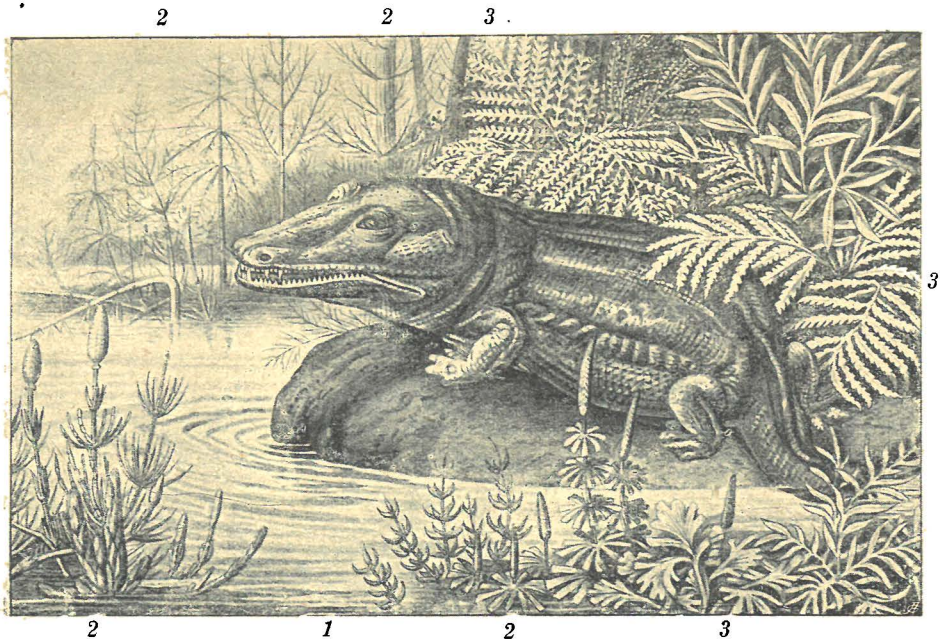


Fig. 105. Mitteldeutschland zur Keuperzeit.
 (Aus E. Fraas, Führer durch das Naturienkabinett zu Stuttgart.)

(*Nothosaurus Andriani*) (1), den Vorläufer der Jura-Plesiosaurier; am Strande liegt der Kadaver eines *Ceratodus* (3), auf den drei Krebse (*Pemphix Sueurii*) zustreben (4); links sind einige Stiele von *Encrinurus liliiiformis* (2) zu sehen, im Vordergrunde ein Schneckengehäuse (6) und drei Gehäuse des *Ceratites nodosus* (5), während wir fern im Hintergrunde eine kleine, mit Cycadeenbäumen (7) bewachsene Insel erblicken.

Am Ende der Muschelkalkzeit zieht sich das Meer aus Mitteldeutschland zurück; wieder kommen Sandsteine zur Ablagerung, diesmal aber auch zahlreiche Mergel. Die letzteren sind es, welche den im Gegensatz zu den Buntsandsteinforsten so durchaus verschiedenen Landschaftscharakter des Keuperbodens bedingen. Sanfte Hügel mit Rebengeländen und waldige Hochflächen dehnen sich auf den Schichten des Keupers aus, wie im Neckartale und den anstoßenden Gebieten.

Das Bild Fig. 105 führt uns eine Landschaft der Keuperzeit vor Augen. Aus dem sumpfigen Küstendickicht, gebildet aus Farnen (3) und Schachtelhalmen der noch heute lebenden Gattung *Equisetum* (2), schleicht ein träger Riesenstegocephale, *Mastodonsaurus giganteus* (1), ans Ufer. Er war einer der größten Stegocephalen; der Schädel ist 1 m lang, das ganze Tier ungefähr 4 m. Er gehört zu den letzten Vertretern des Stegocephalenstammes.

In den oberen Keuperschichten liegen Reste großer Dinosaurier begraben. *Plateosaurus* oder der „schwäbische Lindwurm“ erreichte eine Länge von 6 m und ging wie die späteren Dinosaurier der Jurazeit (vgl. *Iguanodon*, Fig. 129, p. 129) auf den Hinterbeinen. Hier erscheint auch die älteste Landschildkröte und der krokodilartige, bis 4 m lange *Belodon Kapffii*.

An der oberen Grenze der deutschen Trias schaltet sich eine Schichte von wenigen Zentimetern Mächtigkeit ein, die ein Haufwerk von Knochen splintern, Fischschuppen und fossilen Exkrementen (Koprolithen) darstellt. In diesem Knochenlager oder Bonebed, wie diese Schichte in England genannt wird, sind die ältesten bis jetzt bekannten Säugetiere gefunden worden. Leider sind es nur wenige Zähne, die uns die Kenntnis von dem Vorhandensein kleiner Säugetiere in dieser weit zurückliegenden Zeit vermitteln (Fig. 106).

Die Triasbildungen der Alpen.

So einförmig der Charakter der Triasbildungen Deutschlands ist, so mannigfaltig sind die Schichten, welche im Triasmeere der Alpen gebildet wurden. Freilich liegen sie nicht wie der Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper auf weite Strecken hin ungestört; sie sind in den Alpen gefaltet, zerbrochen und übereinandergeschoben und erst nach jahrzehntelangen Untersuchungen ist es möglich geworden, die Geschichte des Triasmeeres im Bereiche der Alpen zu entziffern.

I. Die untere kalkarme Gruppe der Alpentrias.

Bei einer Wanderung durch die Kalkalpen begegnen wir häufig zwischen höheren Bergen sanfthügeligen Mulden mit sumpfigem Boden. In Hohlwegen

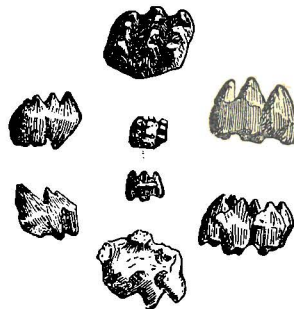


Fig. 106. Ein Backenzahn eines der ältesten Säugetiere, *Triglyphus Fraasi*, aus der obersten Trias bei Stuttgart.

(In der Mitte der Zahn in natürlicher Größe, von der Kaufäche und von der Seite gesehen; die übrigen Figuren sind vergrößerte Abbildungen desselben Zahnes.)

(Nach O. Fraas.)

oder in den Einschnitten der Bäche wird das Gestein sichtbar, das den Untergrund dieser sumpfigen Mulden bildet. Es ist in der Regel ein dünnplattiger, glimmerreicher, toniger Sandstein oder Schiefer, der meist durch seine grelle rotviolette, seltener durch grüne und graue Färbung auffällt. Die berühmtesten Aufschlüsse dieser Schiefer liegen im Salzbachtale bei Werfen und daher wird das Gestein **Werfener Schiefer** genannt. Der Werfener Schiefer bildet das älteste Glied der Triasbildungen der Alpen. Versteinerungen trifft man in den Schiefeln selten an; meist sind es stark verquetschte Steinkerne kleiner Meeresmuscheln.

Die Ausbildung des Werfener Schiefers ist von dem Untergrunde stark beeinflußt, auf dem das eindringende Triasmeer die ersten Schichten ablagerte. Bei Werfen beginnt der Werfener Schiefer mit groben Konglomeraten, die aus der Zerstörung der kristallinischen Schiefer der Küste hervorgegangen sind; wo aber ältere Kalke den Meeresgrund bildeten, sind die Werfener Schiefer stark kalkhaltig wie in den Karawanken.

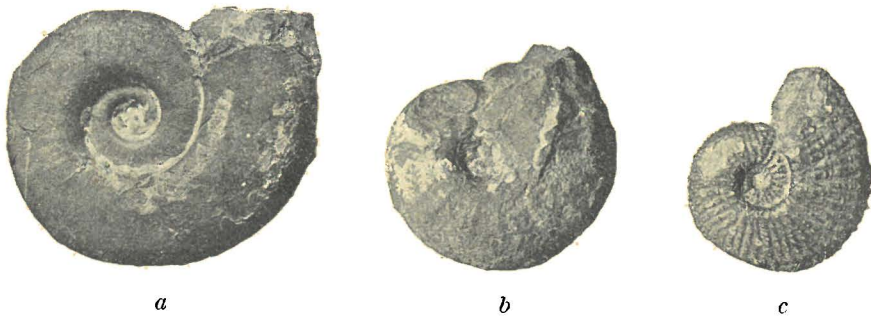


Fig. 107. Ammoniten aus dem obertriadischen Hallstätterkalk des Salzkammergutes.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

a *Mojosvarites Agenor* vom Raschberg bei Hallstatt, *b* *Ptychites opulentus* von der Schreyeralm bei Hallstatt, *c* *Trachyceras austriacum* vom Feuerkogel am Rötelstein bei Aussee.

Originale in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

Das Meer der Werfener Zeit war nicht tief. An zahlreichen Stellen bildeten sich Lagunen und in ihnen schlug sich Salz und Gips nieder. Das Salzkammergut ist die klassische Stätte für Salzlager aus jener Zeit; Aussee, Hallstatt, Ischl, Hallein, Berchtesgaden, Reichenhall usw. liegen im Werfener Schiefer oder „Haselgebirge“, wie der Ortsausdruck lautet.

II. Die untere kalkreiche Gruppe der Alpentrias.

Während die älteste Abteilung der Alpentrias vorwiegend schieferig entwickelt, also kalkarm ist, treten in der nächst höheren Schichtengruppe überall Kalke und Dolomite in den Vordergrund, so daß wir diese Gruppe als kalkreich bezeichnen können. Die Riffkorallen beginnen an verschiedenen Stellen ihre Tätigkeit, wie am Schlern bei Bozen, der ein mächtiges altes Riff darstellt; freilich setzt die Haupttätigkeit der alpinen Riffkorallen erst später ein.

III. Die mittlere kalkarme Gruppe der Alpentrias.

Auf diese kalkreiche Gesteinsgruppe, gekennzeichnet durch den Reiflinger Kalk und den Schlerndolomit, folgt wieder eine kalkarme Schichten-
gruppe.

Zu dieser Zeit wurden in den Nord- und Südalpen vorwiegend Schiefer und Sandsteine abgelagert, die stellenweise Steinkohlen enthalten wie bei Lunz in Niederösterreich. Der mit den Flözen wechselnde feinkörnige Sandstein, der Lunzer Sandstein, enthält eine Unmenge von Pflanzenresten, vorwiegend Cycadeenwedel (viele *Pterophyllum*-Arten), Schachtelhalme und Farne (*Taeniopteris*, *Asterotheca*) (Fig. 108).

Die Lunzer Schichten sind in weiten sumpfigen Küstenstrichen abgelagert worden. Darauf weist auch der Schädel eines *Ceratodus* hin.

In den Südalpen entstanden zur selben Zeit Schiefer, die eine reiche Fauna enthalten. Unter den Muscheln ist *Myophoria Kefersteini* (Fig. 109) für diese Schichten bezeichnend. Im Raibler Schiefer (nach Raibl in Kärnten) fanden sich zahlreiche Krebse und Fische, unter den letzteren ein merkwürdiger Flugfisch, *Thoracopterus Niederristi* (Fig. 110).



Fig. 109.

Myophoria Kefersteini
aus den Raibler Schichten von Raibl
in Kärnten.

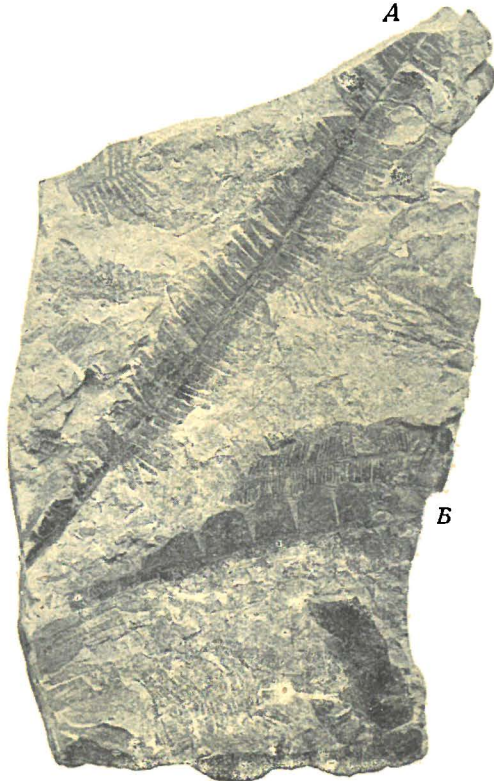


Fig. 108. Lunzer Sandstein mit Pflanzenresten.
Cycadeenwedel (A: *Pterophyllum*) und Farnwedel (B: *Taeniopteris*). Von Lunz in Niederösterreich.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)

Original im Museum der geologischen Staatsanstalt in Wien.

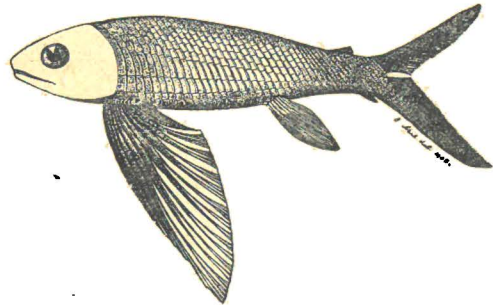


Fig. 110. Ein fossiler Flugfisch (*Thoracopterus Niederristi*) aus der oberen Trias der Alpen, rekonstruiert.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)
(Originalzeichnung.)

Die Blätter einer breitblättrigen Sagopalme, *Pterophyllum Bronni* (Fig. 111), liegen wie in einem Herbar zwischen den Schieferplatten gepreßt.

IV. Die obere kalkreiche Gruppe der Alpentrias.

Nach dieser Zeit kalkärmerer Bildungen setzt wieder eine Periode ein, in welcher vorherrschend Kalke und mächtige Dolomitmassen aufgebaut werden.



Fig. 111. Wedel einer breitblättrigen Cycadee (*Pterophyllum Bronni*) aus den obertriadischen Schiefen von Raibl in Kärnten.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Original in der geologischen Staatsanstalt.



Fig. 112. *Thecosmilia clathrata*, die häufigste Rifffkoralle des Dachsteinkalkes.

Aus den Nordalpen.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)

Original im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

Jetzt beginnt die eigentliche Tätigkeit der Rifffkorallen. In den Nord- und Südalpen entstehen mächtige Korallenriffe; sie sind teils als Dolomit entwickelt (Hauptdolomit), teils als Kalk (Dachsteinkalk). Unter den riffbauenden Korallen dieser Zeit ist *Thecosmilia clathrata* die häufigste Art (Fig. 112). Das von dieser Koralle aufgebaute Gestein wird auch Lithodendronkalk genannt. In ihm finden sich die riesigen „Dachsteinbivalven“ (Fig. 54, p. 71), im Volksmunde „Kuhtritte“ genannt.

V. Die obere kalkarme Gruppe der Alpentrias.

Noch einmal, zum letzten Male, folgt über dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk eine kalkarme Gruppe, die Kössener Schichten (nach Kössen bei Kufstein in Nordtirol). Die Korallenriffe bestehen aber noch in dieser Zeit und die Bildung des Dachsteinkalkes dauert noch fort.

Während der Meeresspiegel in den meisten Gebieten der Alpen während der Triaszeit großen Schwankungen unterworfen war, herrschte in der oberen Triaszeit in der Gegend von Hallstatt lange Zeit hindurch tiefes Meer, in welchem mächtige Kalkmassen, der Hallstätter Kalk, angehäuft wurden. Nesterweise liegen in diesem Kalk die prachtvollen Ammonitengehäuse (Fig. 107), unter ihnen der schon erwähnte Riesenammonit *Pinacoceras Metternichi* (Fig. 113).

Als Gesteinsbildner treten in dieser Zeit Kalkalgen auf, die Diploporen, die mächtige Felsen aufbauten (vgl. p. 79). — Die Gattung *Gyroporella* spielt unter ihnen die wichtigste Rolle.

Überaus vielgestaltig ist also das Bild, das uns bei einem Überblick über die alpinen

Triasgesteine entgegentritt. Schiefer mit Salzlagern, Korallenkalke, vulkanische Tuffe in den Südalpen, Sandsteine mit Landpflanzen und Schiefer mit Fischschwärmen, Ammonitenkalke und Schneckenmergel und eine ganze Reihe weiterer Schichten setzen die Alpentrias zusammen.

Die Aufeinanderfolge und Gleichzeitigkeit der Triaschichten in Deutschland und in den Alpen geht aus folgender Übersicht hervor:

Deutschland	Alpen
3. Keuper	{ obere kalkarme Gruppe obere Kalkgruppe mittlere kalkarme Gruppe
2. Muschelkalk	untere Kalkgruppe
1. Buntsandstein . . .	untere kalkarme Gruppe.

Die Juraformation.

Die Juraformation in Deutschland.

Wenn wir von Karlsruhe über Stuttgart nach Ulm wandern, so sehen wir, daß die Gesteinsbänke nicht vollkommen wagrecht liegen, wie es zuerst den Anschein hat, sondern daß sie sich mit schwacher Neigung nach Südosten senken. Wenn wir also von Nordwesten nach Südosten fortschreiten, betreten wir immer jüngere Schichten.

Sehen wir von Karlsruhe nach Süden, so dehnen sich vor uns die weiten Forste des Schwarzwaldes aus, die auf Buntsandstein stehen. Für Feldbau ist der oft sumpfige Boden nicht recht geeignet und daher schwach bevölkert.

Weiter fortschreitend betreten wir fruchtbares Ackerland; Reben reifen auf den sonnigen Hügeln wie der berühmte Würzburger Steinwein. Wir haben den Muschelkalkboden betreten.

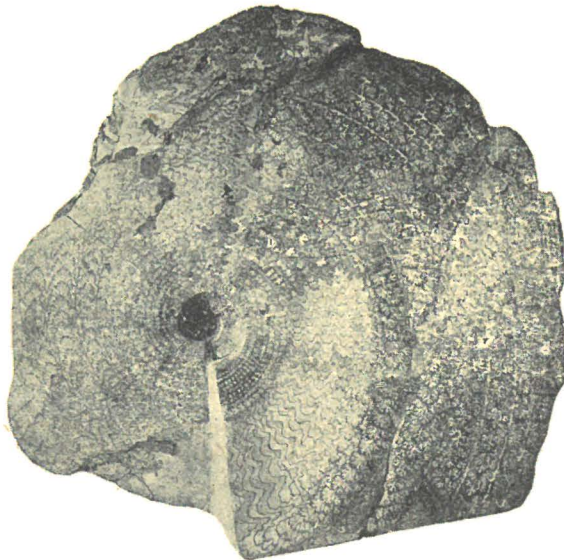


Fig. 113. *Pinacoceras Mettermichi*, ein Ammonit mit reichgelappten Lobenlinien aus dem Hallstätterkalk des Steinbergkogels bei Hallstatt.

(Geschliffener Steinkern.)

($\frac{1}{2}$ der natürl. Größe.)

Original in der geologischen Staatsanstalt in Wien.

Weiter nach Südosten folgen in der Gegend von Stuttgart Hopfengärten, Weinberge und Obstgärten, dazwischen aber verkrüppelte Föhrenbestände. Wir sind im Gebiete des Keupers; seine Mergel liefern vortrefflichen Boden für Obst- und Weinbau, seine Sandsteine tragen die reichsten Hopfengärten Deutschlands.

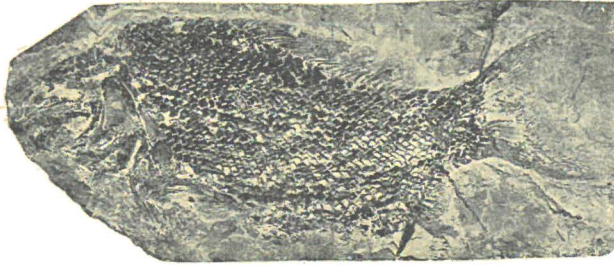


Fig. 114. *Colobodius elongatus*, ein Schmelzschuppenfisch aus der oberen Trias von Hallein in Salzburg.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

(Nach K. Gorjanović-Kramberger).

Wir steigen aus dem Hügellande des Keupers hinab in fruchtbare Niederungen. Der Boden wird von meist schwarz gefärbten Gesteinen, vorwiegend Schiefem gebildet; wir haben die unterste Stufe des deutschen Jura betreten, welche nach

der vorherrschenden Gesteinsfarbe der schwarze Jura (Lias) genannt wird.

In Franken schließt sich reiches Kulturland an, in Schwaben erheben sich steilere Waldgehänge. Vorwiegend braune Gesteine setzen die Schichtbänke zusammen; wir sind im Gebiete des braunen Jura (Dogger).

Unser Weg führt aus dem Unterland über ein steiles, dicht bewaldetes Felsgehänge hinauf. Die braune Farbe der Gesteine ist verschwunden; weiße Kalkfelsen treten uns entgegen, wir haben die aus den Gesteinen des weißen Jura (Malm) gebildete Hochfläche der Rauhen Alb betreten.

Ein breiter Streifen öden Karstlandes zieht vom Rhein bogenförmig von Südwesten nach Nordosten quer durch Süddeutschland. Magerer Graswuchs, kümmerliche Laubholzbestände und Wasserarmut kennzeichnen das von zahlreichen Dolinen und Höhlen durchsetzte öde Gebiet. Hier liegen die berühmten Steinbrüche in den Plattenkalken oder lithographischen Schiefem Bayerns wie Pappenheim, Eichstätt, Solnhofen und Kelheim.

Eine Verwerfung schneidet die Rauhe Alb gegen das Donautal ab; von Ulm dehnt sich eine weite Ebene bis zum Außensaume der Alpen aus, die mit tertiären und quartären Bildungen erfüllt ist.

Die Tierwelt der Juraformation.

Im Jura erreichen die **Ammoniten** ihre höchste Blüte. Unzählige Formen füllen die Schichten und treten stellenweise geradezu gesteinsbildend auf (vgl. Fig. 61 p. 76). Die Gattung *Phylloceras* (Fig. 102 p. 112) setzt sich aus der alpinen Trias in die alpinen Jurabildungen fort; neben *Phylloceras* ist *Lytoceras* (Fig. 61 p. 76) eine der wichtigsten Juraformen. Überaus häufig findet sich im Lias die Gattung *Arietites* (Fig. 115).

Im Dogger spielt die durch *Stephanoceras* (Fig. 116) vertretene Familie der Stephanoceratiden eine wichtige Rolle; in zahllosen Arten bevölkert die Gattung *Perisphinctes* (Fig. 117) das Malmmeer. Berühmt sind die Ammoniten

aus dem russischen Jura wegen der prachtvollen Erhaltung der Perlmutter-schicht des Gehäuses.

Eine sehr wichtige Veränderung geht mit einer Gruppe der *Nautiloidea* vor sich, die schon in den jüngeren paleozoischen Formationen immer seltener wurde



Fig. 115. *Arietites spiratissimus* aus dem Lias von Württemberg.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)
Nach dem Original im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.

und in der oberen Trias nur auf wenige Formen beschränkt war; das sind die Orthoceratiten. Bei den Formen der oberen Trias bildet sich um das untere, spitz zulaufende Ende des gekammerten Gehäuses eine Hülle aus kalkigen Schichten, die konzentrisch aufgebaut sind und noch so locker aneinanderliegen, daß in den Zwischenräumen parasitische Krebse

leben konnten. Allmählich wird aber das gekammerte Gehäuse kleiner und die Kalkscheiden dicker und länger.

So entwickeln sich aus den paläozoischen Orthoceren in der Trias die *Belemniten*, die im Jura zu hoher Blüte gelangen.

Ein Querschnitt durch einen Belemniten zeigt den noch immer vor an denen gekammerten Schalentheil (Fig. 118 A), welcher am unteren Ende von dem oben trichterförmig ausgehöhlten Kalkkeil, dem Rostrum (Fig. 118 B), umhüllt wird.

Die Belemniten schwammen in wagrechter Stellung, also mit derselben Körperhaltung wie z. B. der lebende (aber mit den Belemniten nicht verwandte) Kalma (Loligo).

Eine reiche Entwicklung und Formenpracht

zeigen die Seelilien der Jurazeit. Mitunter trifft man die Seelilien auf Treibhölzern festgewachsen, die auf den Meeresboden niedergesunken waren (Fig. 119).

Abel, Allgem. Geologie f. d. VIII. Realgymn.-Kl.



Fig. 116. *Stephanoceras Humphriesianum* aus dem Dogger von Ober-St. Veit in Wien.

($\frac{1}{3}$ der natürlichen Größe.)
Nach dem Original im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.



Fig. 117. *Perisphinctes scruposus* aus dem Malm von Niederfellabrunn bei Stockerau in Niederösterreich.

Nach dem Gipsabgusse des Originals im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

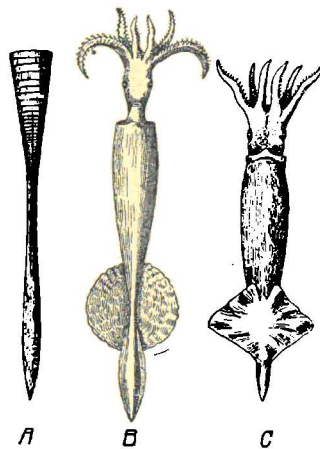


Fig. 118. Belemniten aus der Juraformation, rekonstruiert.

A: Der gekammerte, gasgefüllte Kegel (Phragmokon), an seinem spitz zulaufenden Hinterende vom eigentlichen „Belemniten“, bzw. dem Belemniten-Rostrum (dem „Donnerkeil“ der deutschen Sage) umfaßt. — B: Rekonstruktion des Belemnitentieres, von der Unterseite gesehen, so daß der Trichter sichtbar ist (Typus des *Belemnites semihastatus*). — C: Rekonstruktion eines anderen Belemnitentieres (*Belemnites spinatus*); B und C aus dem Braunjura Schwabens. — Nach O. Abel, 1916).

Auch die Seeigel stehen in ihrer Blütezeit. Tausende leben in den Tümpeln der Korallenriffe, die sich in der Weißjurazeit in Süddeutschland aufbauen. *Cidaris* und *Hemicidaris* sind häufige Gattungen; die letztere ist durch die dicken, keulenförmigen Stacheln (Fig. 120) bemerkenswert.

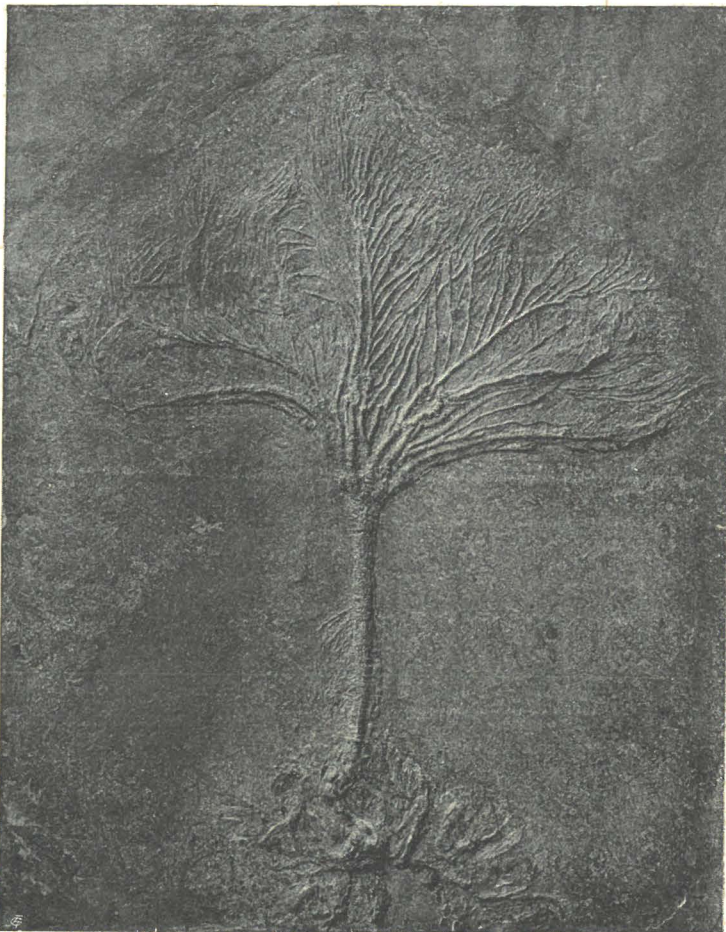


Fig. 119. Eine auf einem Treibholz festgewachsene Seelilie (*Pentacrinus*) aus dem Lias Württembergs.
($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)

Nach dem Originale im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

In den weißen Korallenkalken der Jurakalkberge zwischen der Donau und Thaya fallen unter den Muscheln besonders die eigentümlichen Steinkerne von *Diceras*, dem „Zweihorn“, auf, dessen Steinkerne von den Steinbrucharbeitern „Hörndln“ genannt werden (Fig. 121). Im Lias finden sich Austernbänke, aus Hunderttausenden von Schalen der *Gryphaea arcuata* (Fig. 123) aufgebaut. Die reich vorzierten Arten der Gattung *Trigonia* (Fig. 122) bezeichnen die Blütezeit dieser heute fast ausgestorbenen Gruppe.

Unter den Schnecken sind die Korallenriffbewohnenden Nerineen zu erwähnen; *Nerinea* (Fig. 136 G, p. 130) stirbt in der Kreide aus.

Überaus vielgestaltig sind die Rifff Korallen und Spongien (Schwämme) der Juraformation. Freilich sind in den weißen Rifff Korallenkalcken von Nieder-

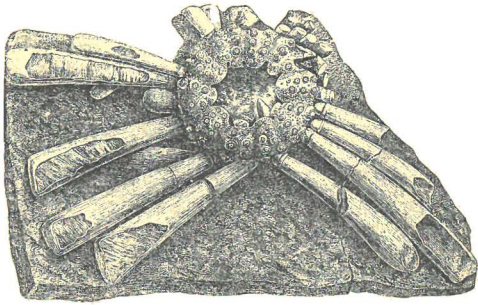


Fig. 120. *Hemicidaris*, ein Seeigel mit teilweise noch am Gehäuse haftenden Stacheln.

Wo sie abgefallen sind, werden die Warzen des kalkigen Gehäuses sichtbar, welche als Kugelgelenke die beweglichen Stacheln trugen. Aus dem oberen Jura.

(Nach Desor.)

(Halbe Naturgröße.)

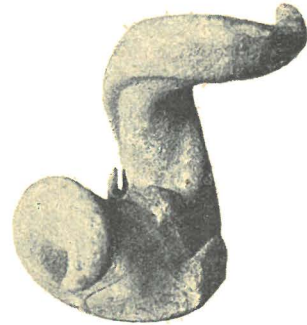


Fig. 121. Steinkern von *Dicerias*, einer Muschel aus dem Korallenkalk der oberen Juraformation von Ernstbrunn in Niederösterreich

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe)

Original in der Geologischen Staatsanstalt.

österreich und Mähren die Korallen nur selten gut erhalten, aber diese Erscheinung zeigen auch die in der Gegenwart sich bildenden Rifffkalke. Zwischen den Korallentrümmern finden sich zahlreiche Krebse, die mit ihren scharfen Scheren in der Jurazeit auf der Rifffoberfläche ebenso als Zerstörer auftraten wie in der Gegenwart. Die Gattung *Eryon* (Fig. 124) aus dem weißen Jura Bayerns gehört einer Familie an, deren lebende Angehörige auf die Tiefsee beschränkt sind.

Unter den Wirbeltieren sind die Stegocephalen gänzlich vom Schauplatze verschwunden. Die schmelzschuppigen Fische (Fig. 114) stehen in hoher Blüte. Daneben treten echte Knochenfische auf, welche in der Gegenwart auf der Höhe ihrer Entwicklung stehen, ferner Haie und Rochen.

Die Säugetiere sind nur durch kleine Formen vertreten. Die wenigen Kieferreste, die von diesen Jurasäugetieren bekannt sind, lassen vermuten, daß sie nach Bau und Lebensweise sich nicht wesentlich von Beutelratten oder kleinen Insektenfressern unterschieden. Die Herrschaft auf dem Festlande, im Wasser und in der Luft führten die **Reptilien**; aber von den zahllosen merkwürdigen Formengruppen, die uns unter den Jurareptilien entgegengetreten, sind fast alle erloschen. Die Stelle der Delphine unserer Meere vertraten die Ichthyosaurier (Fig. 126).



Fig. 122. *Trigonostrophia costata*, ein Zweischaaler aus dem braunen Jura von Ehingen in Württemberg.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Original im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.

Ihr Körper war wie bei den Walen nackt und auf dem Rücken erhob sich eine hohe häutige Flosse, während am Körperende eine hohe senkrechte Schwanzflosse stand, deren Unter- rand durch die nach unten abgebogene Wirbelsäule gestützt wurde. Beide Gliedmaßenpaare waren zu Flossen umgeformt, die eine Fortbewegung auf dem Lande ebenso unmöglich machten, wie dies bei den Walen der Fall ist. Die Kiefer waren mit furchtbaren, wie Fang- rechen wirkenden Zähnen bewaffnet; große, ringförmig angeordnete Knochenplatten schützten das Auge gegen den Wasserdruck in großen Tiefen, denn die Ichthyosaurier konnten ebenso tauchen wie die Wale. Ihre Nahrung bestand aus Belemniten und Fischen; sie schonten auch ihre Jungen nicht, wie die in einem Ichthyosauruskadaver noch erhaltenen elf Leichen kleiner Ichthyosaurier beweisen. Als Hochseebewohner brachten sie lebende Junge zur Welt.

Einzelne Schieferablagerungen wie die Liasschiefer von Boll und Holzmaden in Würt- temberg und Lyme Regis in England sind förmlich von Ichthyosauriern erfüllt, so daß diese Tiere im Jura überaus häufig gewesen sein müssen.

Unter den Begleitern von Ichthyosaurus ist vor allem Plesiosaurus (Fig. 127) zu nennen, dessen Vorläufer wir im triadischen Nothosaurus (Fig. 104) kennen gelernt haben.

Plesiosaurus war ein plumpkörperiges ungepanzertes Reptil mit langen Flossen, kurzem Schwanz, langem Hals und kleinem Kopf. Die Fortbewegung geschah nicht wie bei Ichthyosaurus durch die Schwanzflosse, sondern durch die als Ruder wirkenden langen Seitenflossen.



Fig. 123.

Gryphaea arcuata, eine Auster
aus dem schwäbischen Lias.

(Natürliche Größe.)

Original im paläontologischen Institute
der Wiener Universität.

Während die jurassischen Schild- kröten in ihrer Organisation nicht erheb- lich von den lebenden abweichen, bilden die Flugsaurier oder Pterosaurier eine Gruppe, die der Tierwelt der Jura- und Kreideformation ein bezeichnendes Ge- präge aufdrückt.

Die Pterosaurier schwanken von Sperlingsgröße bis zu Riesenformen von einer Flügelspannweite von über 8 m bei den größten Gattungen aus der Kreideformation (Fig. 140). Die Hinterbeine waren sehr zart gebaut; einige Formen wie *Rhamphorhynchus* (Fig. 125) besaßen einen langen Schwanz, der in einen rhombischen Hautlappen auslief und als Steuer diente, andere wie *Pterodactylus* (Fig. 128) haben den Schwanz fast verloren. Der Schädel stand wie bei den Vögeln senkrecht zur Wirbelsäule. Der fünfte Finger fehlt, die vorderen drei Finger sind verkümmert und dienten nur noch zum Ankrallen an Bäume und Felsen.



Fig. 124. *Eryon propinquus* aus dem
weißen Jura von Eichstätt in Franken.

(Von der Bauchseite gesehen.)

(Nach dem Gipsabgusse des Originals.)

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Der vierte Finger ist enorm verlängert und trägt einen häutigen Flügel von der Form eines Möwenflügels. Die Kiefer waren bei den Pterosauriern der Juraformation mit kräftigen Zähnen bewaffnet, bei den großen Kreideformen zahnlos.

Eine hohe Blüte erreicht der Reptilstamm der Dinosaurier in der Juraformation. In der Trias treten die ersten Formen auf; die kleinste bisher bekannte Gattung aus der Trias Englands ist nur wenig länger als etwa 60 cm, aber neben ihr erscheinen bereits Riesformen wie der „schwäbische Lindwurm“. Die Hauptentfaltung der ganzen Gruppe fällt in die Jura- und Kreideformation.

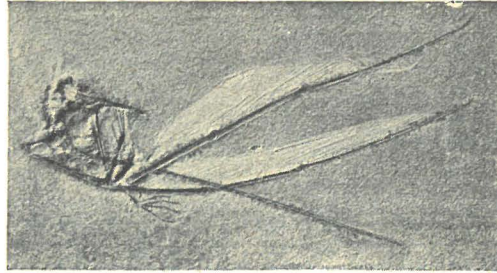


Fig. 125. *Ramphorhynchus Gemmingi*, ein langflügeliger Flugsaurier von etwa 130 cm Spannweite, aus dem lithographischen Schiefer Bayerns (weißer Jura). Nach einer von Prof. L. v. A m m o n zur Verfügung gestellten Photographie.

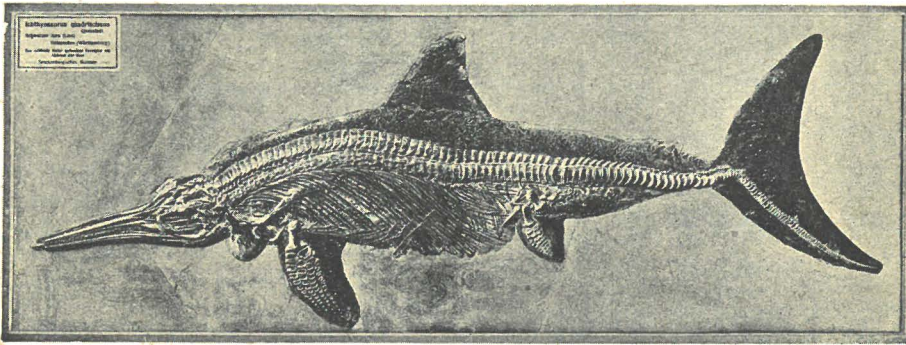


Fig. 126. *Ichthyosaurus quadriscissus* mit erhaltener Haut, aus dem oberen Lias von Holzmaden in Württemberg.

Körperlänge 2-10 m. — Original im Senckenbergischen Museum in Frankfurt a. M.
(Nach der Photographie aus der Festschrift des Senckenbergischen Museums 1907.)

Unter den oberjurassischen Formen erreichten die Gattungen *Brontosaurus*, *Diplodocus* (Fig. 130) und *Atlantosaurus* aus dem Jura Nordamerikas bedeutende Körpergröße. Diese auf vier Beinen schreitenden Reptilien erreichten Längen von 18 m wie *Brontosaurus*; *Atlantosaurus*, dessen Skelett nicht vollständig bekannt ist, wird auf über 23 m Länge geschätzt. Diese Formen waren Pflanzenfresser; das Gehirn der schwerfälligen Tiere war außerordentlich klein. Der 6 m lange *Stegosaurus* (vgl. das Titelbild) war durch mächtige Knochenplatten auf dem Rücken und durch kräftige Schwanzstacheln gegen Angriffe räuberischer Dinosaurier wie *Allosaurus* (Fig. 130) geschützt.

Neben diesen vierfüßigen Riesen lebten noch zahlreiche andere Dinosaurier, die nach Art der Känguruhs nur auf den Hinterbeinen gingen. Zu dieser Gruppe gehört der kleine, etwa katzen große *Compsognathus* (Fig. 132) aus dem lithographischen Schiefer von Jachenhausen in der Pfalz und der riesige *Iguanodon* von einer Körperlänge von fast 10 m. Auch dieses Tier war ein Pflanzenfresser und verteidigte sich gegen Feinde mit dem zu einem spitzen Stachel umgebildeten Daumen (Fig. 129).

Von großer Wichtigkeit ist der Fund des ältesten Vogels, der *Archaeopteryx*, im oberen weißen Jura Bayerns. Die *Archaeopteryx* zeigt noch zahl-

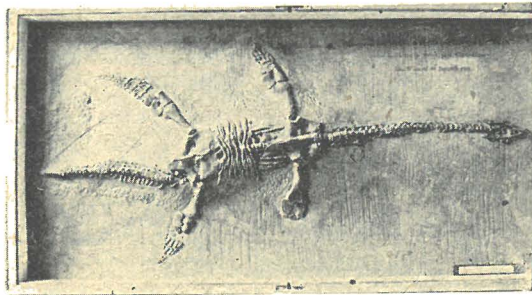


Fig. 127. *Plesiosaurus dolichodeirus*, ein Meeresreptil aus dem oberen Lias Englands, von der Bauchseite gesehen.

(Körperlänge der größten Exemplare etwa 3 m.)

(Nach dem Gipsabgusse im Museum d'Histoire naturelle in Paris.)

reiche Reptiliencharaktere in Verbindung mit den überwiegenden Merkmalen eines echten Vogels wie Federn usw. Die Finger sind jedoch noch nicht in so hohem Grade wie bei den lebenden Vögeln verkümmert, sondern frei und enden mit spitzen Krallen. Die Kiefer sind mit Zähnen besetzt, der Schwanz lang und zweizeilig befiedert. Das Tier hatte die Größe eines Raben (Fig. 132).

In den Plattenkalken des oberen weißen Jura, die in Bayern in zahlreichen Steinbrüchen ab-

gebaut werden, ist eine große Zahl von Tierleichen in der wunderbarsten Weise erhalten geblieben. Hier finden wir auch vorzügliche Abdrücke von Insekten, namentlich von großen Libellen, deren Flügelgeäder in allen Einzelheiten zu beobachten ist.

Das Jurameer in den Alpen und Karpathen.

Im Vergleich zu der mächtigen Entwicklung der Triasgesteine treten die Ablagerungen der Juraformation in den Alpen ganz in den Hintergrund. Vereinzelt erscheinen tiefrote Ammonitenkalke, die nach Adneth bei Hallein als Adnether Schichten bezeichnet werden. Diese roten Kalke bilden als „Salzburger Marmor“ ein berühmtes Baumaterial. *Arrietites* (Fig. 115, pag. 121) wird hier häufig gefunden.

An anderen Stellen der Alpen sieht man weiße und rosafarbene Kalke in unregelmäßigen Vertiefungen und Spalten des Dachsteinkalkes liegen. Sie sind von Brachiopoden ganz erfüllt und stellen Seichtwasserbildungen dar, welche die alten Korallenriffe der Trias überfluteten. Nach ihrem Vorkommen am Hierlatzberg im Salzkammergut nennt man diese Schichten Hierlatzkalke.

In der Gegend von Gresten in Niederösterreich treffen wir Strandbildungen mit Landpflanzen und kleinen Steinkohlenflözen an, die Grestener Schichten. An anderen Stellen erscheinen helle Mergel mit unregelmäßigen dunkleren Flecken auf den Schichtflächen, die sogenannten Fleckenmergel.

Adnether Schichten, Hierlatzkalke, Grestener Schichten und Fleckenmergel gehören dem schwarzen Jura oder Lias an. Der braune Jura oder Dogger ist in den Alpen nur an wenigen Stellen entwickelt. In Wien ragen bei St. Veit Hügel auf, welche dieser Abteilung der Juraformation angehören; in ihnen trifft man nicht selten Ammoniten wie *Stephanoceras Humphriesianum* an (Fig. 116, p. 121).

Der weiße Jura ist ebenso wie in Schwaben und Franken, in der Schweiz und in Frankreich vorwiegend als weißer Korallenkalk und weißer oder roter Ammonitenkalk ausgebildet.

In Niederösterreich zieht sich eine Reihe alter Korallenriffe des weißen Jura aus der Gegend von Stockerau an der Donau (Karte auf p. 150) bis an die Thaya.

Dann treten in den Karpathen ganze Züge aneinandergereihter kleiner Kalkberge, die sogenannten karpatischen Klippen, auf, welche größtenteils aus Gesteinen des weißen Jura mit Ammoniten und Brachiopoden (Fig. 131) bestehen.

In Oberschlesien und Galizien fehlt der Lias, aber der braune und weiße Jura ist vorhanden und enthält, z. B. bei Krakau, zahlreiche Ammoniten und andere Versteinerungen.

Die Kreideformation.

Die Gliederung der Kreideformation.

Die Formation hat ihren Namen von der weißen Schreibkreide erhalten, die in dieser Zeit gebildet wurde und einen Teil der Küsten Norddeutschlands, Nordfrankreichs und Englands („Albion“) zusammensetzt. Es wäre aber eine ganz irrige Vorstellung, anzunehmen, daß außer der Schreibkreide keine anderen Gesteine in diesem erdgeschichtlichen Abschnitte entstanden seien; wie in allen früheren und späteren Formationen sind Kalksteine, Sande und Sandsteine, Mergel, Tone, Konglomerate, Korallenkalk, Kohlen usw. zum Niederschlag gebracht worden. Nur in der oberen Kreide kamen die Schichten der Schreibkreide zur Ablagerung (Fig. 22).

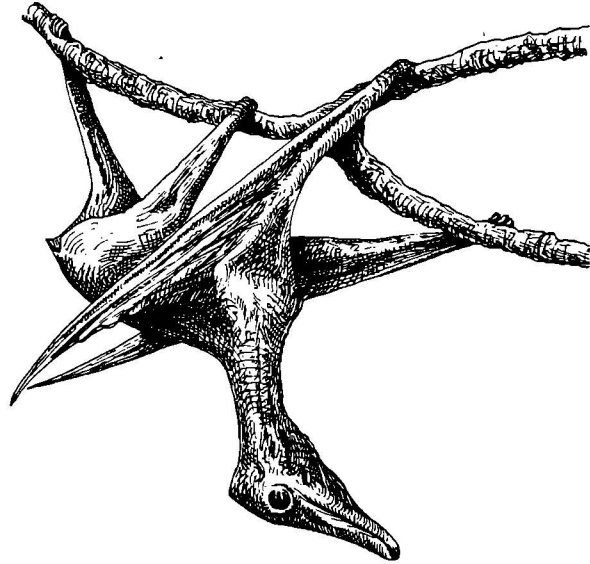


Fig. 128. *Pterodactylus suevicus* aus den Solnhofener Schiefen, (Plattenkalke der oberen Juraformation Bayerns), in Kletterstellung rekonstruiert.

Körpergröße etwa die eines Adlers.

(Nach O. Abel, 1919.)

Die Kreideformation zerfällt in einen unteren und oberen Teil; jeder derselben zerfällt in kleinere Zeitabschnitte oder Stufen, die sich folgendermaßen gruppieren:

- | | | |
|----------------|---|--|
| A. Unterkreide | { | <ol style="list-style-type: none"> 1. Neokom (nach Neocomum = Neuchâtel in der Schweiz). 2. Aptien (nach der Stadt Apt in Frankreich). 3. Gault (Lokalname für eine Tonbildung in England). |
| B. Oberkreide | { | <ol style="list-style-type: none"> 4. Cenoman (nach Cenomanum = Le Mans in Frankreich). 5. Turon (nach dem gallischen Stamme der Turonen). 6. Senon (nach dem gallischen Stamme der Senonen). |

Die Tierwelt der Kreideformation.

Während in Nordeuropa das Meer nach der Ablagerung der Malmsschichten vom Festlande abfließt, dauert in den Alpen und Karpathen die Meeresbedeckung fort und fast unmerklich vollzieht sich der Übergang zur neuen Zeit. Langsam vollziehen sich die Veränderungen der Tierwelt des Meeres; die bedeutendsten Umformungen zeigt der Stamm der Ammoniten.

Neben den in symmetrischen Spiralen aufgerollten Gehäusen, die mitunter zu wahren Riesenformen anwachsen, (Fig. 133), treten eigentümlich gedrehte, gewundene und stabförmige Gehäuse auf, die sogenannten Nebenformen.

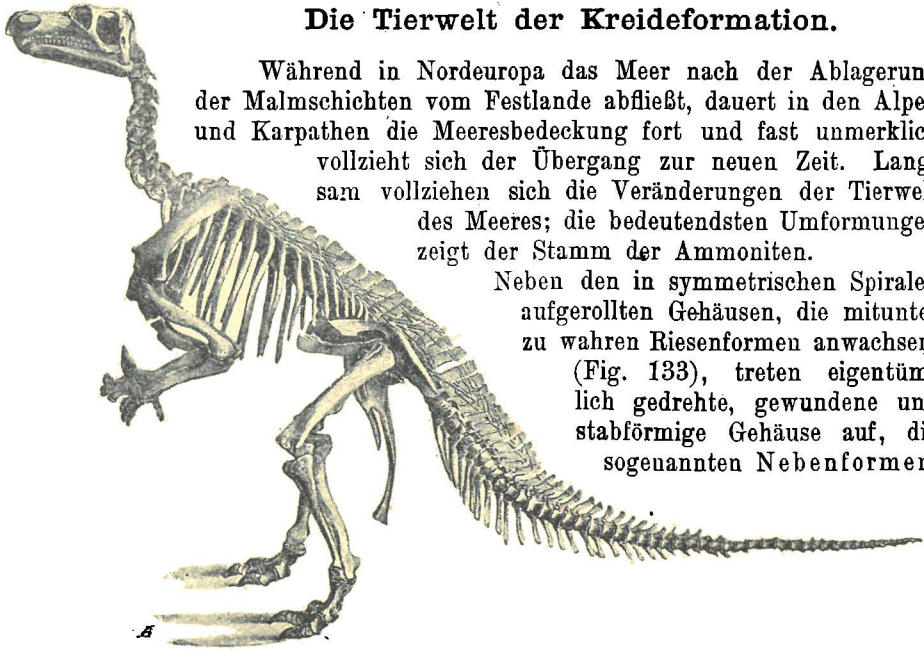


Fig. 129. *Iguanodon Bernissartensis* ein pflanzenfressender Dinosaurier, fast 10 m lang, aus der unteren Kreide von Bernissart in Belgien.

(Nach L. Dollo.)

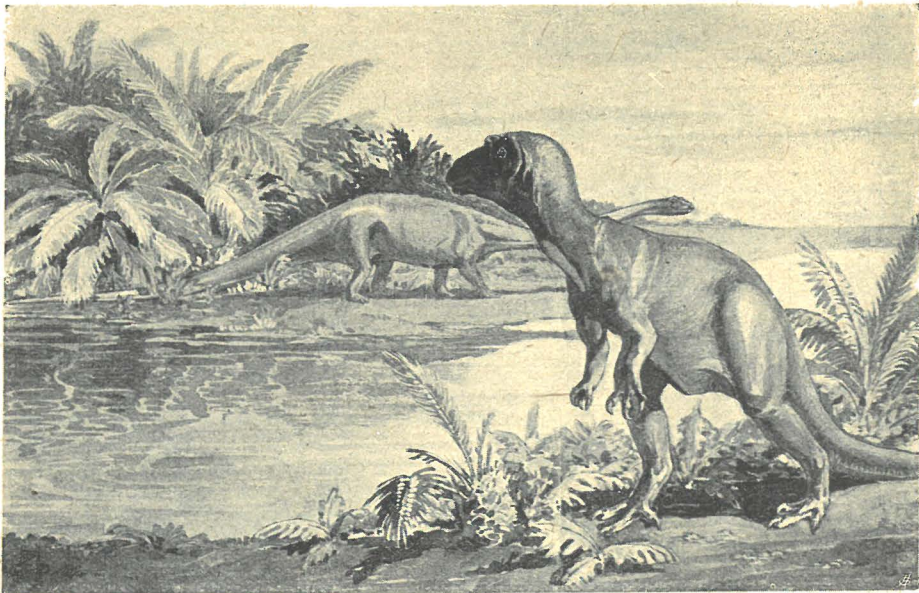


Fig. 130. Dinosaurier aus der oberen Juraformation Nordamerikas.

Der 12—20 m lange *Diplodocus Carnegii*, ein auf vier Beinen gehender pflanzenfressender Dinosaurier, und der fleischfressende, nur auf den Hinterbeinen gehende *Allosaurus* von 10 m Körperlänge. (Originalzeichnung.)

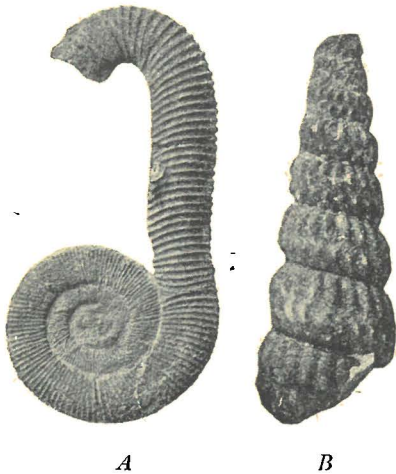


Fig. 134. Zwei „Nebenformen“ von Kreideammoniten:

A *Macroscaphites*, B *Turrilites*.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)

Originale im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.

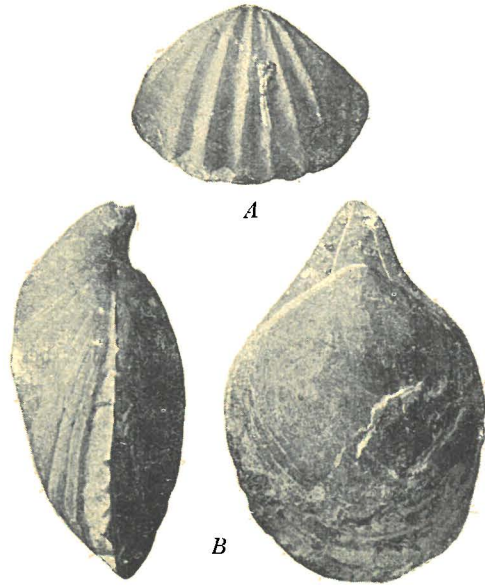


Fig. 131. Zwei Brachiopoden aus dem weißen Jura von Stramberg in Mähren.

A *Rhynchonella Suessi*, B *Terebratula moravica*.

(In natürlicher Größe.)

Originale im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.

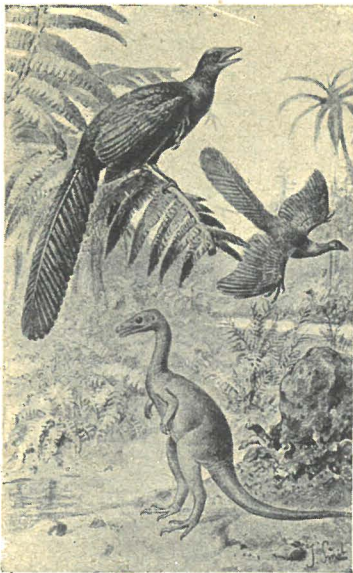


Fig. 132. Landschaftsbild aus der oberen Jurazeit vom Strand bei Solnhofen in Bayern mit dem Urvogel von Solnhofen (*Archaeopteryx*) und dem kleinen Dinosaurier *Compsognathus* (von Katzengröße).

(Nach einer Zeichnung von J. Smit.)



Fig. 133. *Pachydiscus seppenradensis*, ein Riesenammonit von 2 m Durchmesser aus der oberen Kreide von Westfalen.

Aus der Festschrift des Senckenbergischen Museums in Frankfurt a. M. 1907.

Einzelne Schalen sind wie Turmschnecken gewunden (Fig. 134 B), andere in den Anfangswindungen spiralförmig eingerollt und dann hakenartig umbogen (Fig. 134 A), gerippt, geknotet oder mit Stacheln verziert.

Unter den Muscheln finden wir



Fig. 135. *Inoceramus Cripsi*, ein Zweischaliger aus den Gosauschichten von Muthmannsdorf bei Wiener Neustadt. (1/2 der natürlichen Größe.)
Original in der Geologischen Staatsanstalt.

igentümliche, kuhhornartige Formen, welche bisher nur in der Kreideformation gefunden worden sind. Diese Rudisten (Fig. 136 D) besitzen eine große kegelförmige oder hornförmige Schale, mit deren Spitze sie auf dem Meeresboden festgewachsen sind.

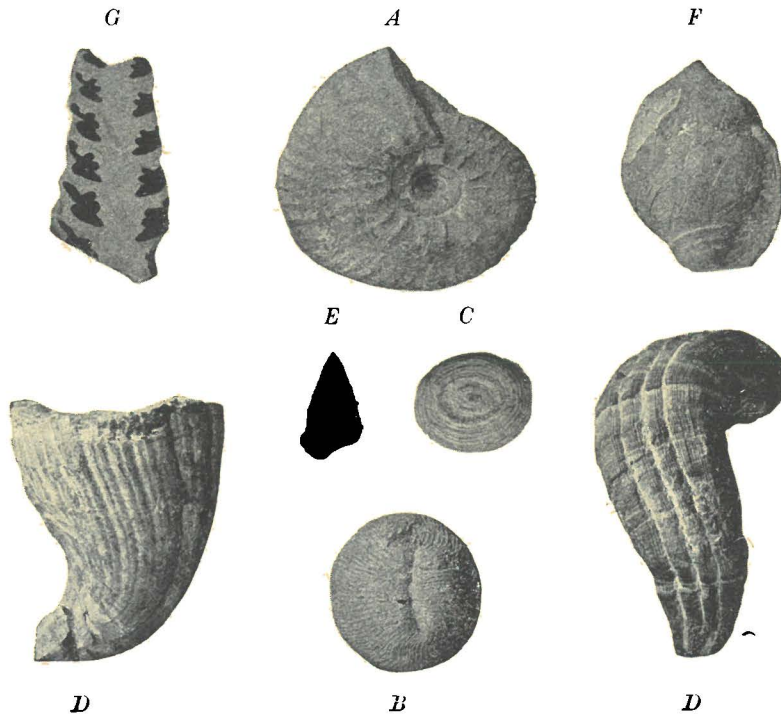


Fig. 136. Versteinerungen aus den Gosaubildungen der Nordalpen.

Ammoniten: Fig. A *Pachydiacus*. Korallen: Fig. B *Cyclolithes*, eine Einzelkoralle, von oben gesehen, mit einer kleinen aufgewachsenen Korallenkolonie; Fig. C *Cyclolithes* von unten gesehen. Muscheln: Fig. D *Hippurites cornu vaccinum*. Schnecken: Fig. E *Omphalia*; Fig. F *Actaeonella*; Fig. G *Nerinea* (durchgeschnitten und an der Schnittfläche angeschliffen, um die Spindelfalten zu zeigen. Das obere Ende ist abgebrochen).

(1/2 der natürlichen Größe.)

Alle Originale im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

In der oberen Kreide spielt die Muschelgattung *Inoceramus* (Fig. 135) eine wichtige Rolle. Es sind dies große, meist sehr flachschalige Formen mit breiten,

dicken konzentrischen Rippen. Vereinzelt treten sie auch in den äußerst fossilarmen Sandsteinen der Flyschzone der Alpen auf (am Kahlenberg bei Wien, in Muntigl bei Salzburg u. a. O.), häufiger sind sie in den Kreidebildungen Böhmens.



Fig. 137. Ein gehörnter und durch einen knöchernen Nackenschild geschützter pflanzenfressender Dinosaurier (*Triceratops*) aus der Kreideformation Nordamerikas. (Körperlänge 7 m.) — (Originalzeichnung.)

Auch unter den Schnecken finden wir in der Kreide eigentümliche Formen. In den Gosaubildungen der Alpen finden wir die bauchigen Actaeonellen (Fig. 136 F), die schon aus dem Jura bekannten Nerineen (Fig. 136 G) und die kegelförmigen Omphalien (Fig. 136 E).

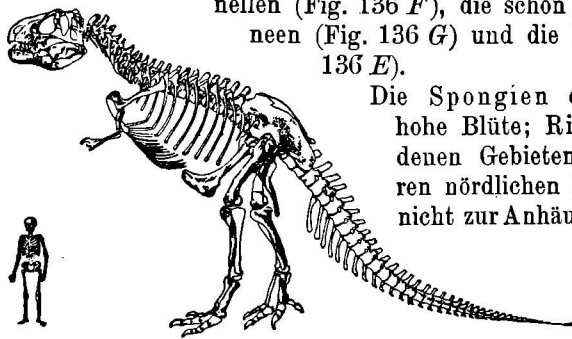


Fig. 138. *Tyrannosaurus rex*, ein fleischfressender Dinosaurier aus der obersten Kreide Nordamerikas. Zur Beurteilung der Körpergröße daneben ein menschliches Skelett. (Nach H. F. Osborn.)

Die Spongien erreichen in der Kreide eine hohe Blüte; Riffkorallen treten in verschiedenen Gebieten häufiger auf, auch in unseren nördlichen Kalkalpen, aber es kommt hier nicht zur Anhäufung mächtiger Riffkalkmassen.

Seeigel und Seelilien bevölkern die Meere in großer Zahl.

Die Reptilien erreichen in der Kreide den Höhepunkt ihrer Entwicklung und die höhere Tierwelt erhält durch sie ein ganz eigenartiges Gepräge.

Unter den Dinosauriern fällt zunächst der gehörnte *Triceratops* (Fig. 137) auf, dessen Schädel in einen knöchernen Nackenschild ausläuft. Neben großen pflanzenfressenden Formen finden sich noch in der obersten Kreide riesige fleisch-

fressende, nur auf den Hinterbeinen gehende Dinosaurier wie *Tyrannosaurus rex*, dessen Arme ganz verkümmert sind (Fig. 138).

Unter den meeresbewohnenden Reptilien erscheinen die Pythonomorphen oder Meersaurier. Einzelne dieser Meeresreptilien erreichten eine Länge

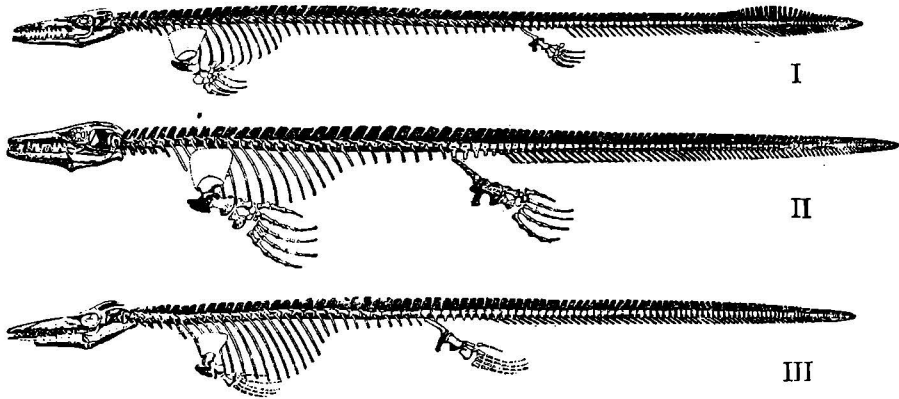


Fig. 139. Pythonomorphen aus der oberen Kreide von Kansas in Nordamerika, rekonstruiert
 I *Clidastes velox*, etwa 1 m lang; II *Platecarpus coryphaeus*, etwa 4·6 m lang; III *Tylosaurus proriger*,
 etwa 7·5 m lang.
 (Nach S. W. Williston.)

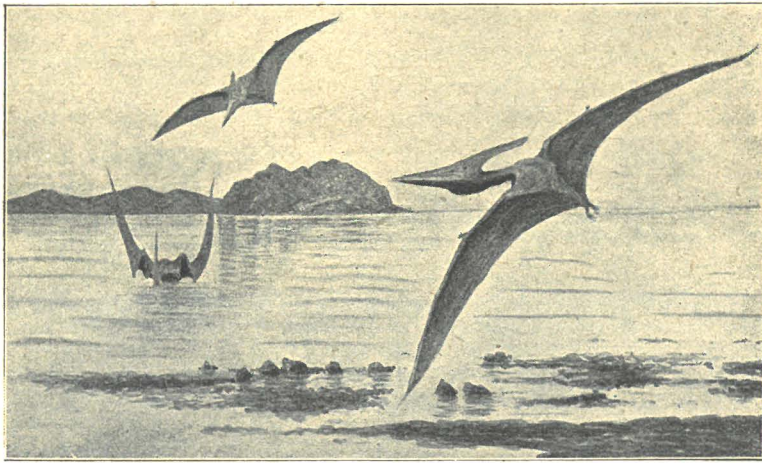


Fig. 140. *Pteranodon ingens*, ein Flugsaurier mit einer Flügelspannweite von über 8 m aus der oberen Kreide von Kansas in Nordamerika.

(Nach einem Aquarell von O. Abel im paläobiologischen Lehrapparate der Wiener Universität.)

von 10—13 m, die meisten aber waren nur 4—8 m lang. Der langgestreckte Körper trug Flossen und das furchtbare Gebiß beweist, daß diese Tiere Meeressäuger waren (Fig. 139).

Die Ichthosaurier und Plesiosaurier sterben in der Kreideformation aus. Die Flugsaurier entwickeln sich zu den größten Flugsauriern, die jemals unsere Erde bevölkerten; die nordamerikanische Gattung *Pteranodon*, ein Segler wie der Albatros, erreichte eine Flügelspannweite von über 8 m. Die Hinterbeine dieses Riesenfliegers sind verkümmert und der Schnabel zahnlos (Fig. 140).

Unter den Vögeln treten uns Formen entgegen, die sich durch den Besitz bezahnter Kiefer wesentlich von den lebenden unterscheiden. Wie rasch die Entwicklung dieses Stammes vor sich ging, zeigt, daß wir neben Gattungen mit echten Vogelflügeln bereits Formen antreffen, die vollständig flugunfähig geworden sind, wie einzelne Gruppen unter den lebenden Vögeln (z. B. der Kiwi von Neuseeland und die straußartigen Vögel). *Hesperornis regalis*, ein derartiger flugunfähiger Vogel mit ganz verkümmerten Flügeln, dürfte ein Fischjäger und guter Taucher gewesen sein. Er erreichte fast 1 m Höhe (Fig. 141).

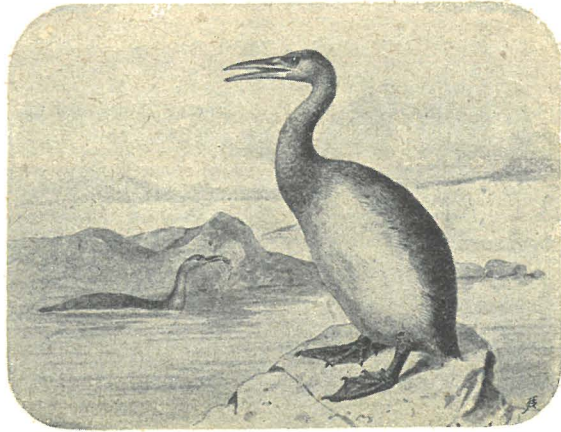


Fig. 141. *Hesperornis regalis*, ein flugunfähiger Tauchvogel aus der oberen Kreide Nordamerikas.

Die Kiefer sind bezahnt, Flügel fehlen. Körperhöhe etwa 1 m.

(Nach einer Zeichnung von J. Smit.)

Langsam beginnt das Aufblühen des Wirbeltierstammes, der noch heute die Festländer beherrscht: der Säugetiere. Aus der Kreide sind nur kleine Formen bekannt, die sich durch ihre Bezahnung auffallend von den lebenden Säugern unterscheiden, aber in einzelnen Schichten Nord- und Südamerikas, die der obersten Kreide angehören, werden sie häufiger. Erst das Aussterben der meisten Reptiliengruppen schafft Platz für ihre Entwicklung.

Die Pflanzenwelt der Kreideformation.

In der Trias und im Jura dominieren in der Landflora die Sagopalmen oder Cycadeen. Erst in der Kreide beginnen sich die Blütenpflanzen zu entwickeln. In den tropischen Gebieten Nordamerikas entstanden, breiten sie sich rasch aus und dringen auch gegen die nördlichen Gegenden vor. Sassafras, der lorbeerartige Baum, der noch heute in Nordamerika gedeiht, tritt schon im Neokom Nordamerikas auf; in der oberen Kreide finden wir bereits Palmen, Ahorne, Magnolien, Pappeln, Birken, Lorbeerbäume, Weiden, Nußbäume, Tulpenbäume, Zimtbäume, Heuschreckenbäume, Seifenbäume, kurz eine reiche Angiospermenflora. In der Kreide Böhmens und namentlich an der reichen Fundstelle von Moletzin in Mähren liegen prächtige Magnolienblätter (Fig. 142) neben anderen heute in den südlicheren Breiten gedeihenden Pflanzen. Hoch im Norden, unter dem 70.°, ist der Brotfruchtbaum in oberen Kreideschichten nachgewiesen worden, während heute nur eine spärliche Vegetation in diesen Regionen kümmerlich gedeiht.

Die Ablagerungen des Kreidemeeres in Mitteleuropa.

Wie schon erwähnt, zog sich nach dem Ende der Jurazeit das Meer aus Nordeuropa zurück. In Südostengland, Belgien und Hannover entstanden weite

Sümpfe, die von Krokodilen, vereinzelt Amphibien und Fischen bewohnt waren; in den Sumpfwäldern weideten die riesigen Iguanodonten (Fig. 129, p. 128). Die Absätze dieser Sümpfe hat man nach dem Hügellande des Weald in Südengland „Wealdenbildungen“ genannt, die dadurch an Bedeutung gewinnen, daß man in ihnen neben den Resten der obengenannten Tiere auch kleine Säugetiere gefunden hat.

Nun folgt eine Reihe verschiedenartiger Meeresabsätze in England und Frankreich. Aber erst in der Oberkreide dringt das Meer weiter vor und überflutet sogar Böhmen, welches seit dem Devon nicht mehr vom Meere er-

obert worden war. Mächtige Sandsteinmassen, die ein vortreffliches Baumaterial abgeben, kommen zur Ablagerung; diese „Quadersandsteine“ Böhmens und Sachsens sind durch die eigentümlichen Verwitterungsformen bekannt (Böhmisch-Sächsische Schweiz). Neben und zwischen den Sandsteinen liegen hellfarbige Mergel und Kalke, der Pläner.

In den adriatischen Küstern entstehen in der oberen Kreide mächtige Kalkmassen mit Rudisten, die Rudistenkalke des Karstes.

In Norddeutschland, Holland, Belgien, England und Frankreich breitet sich in der Oberkreide ein heller Foraminiferenschlamm mit Feuersteinkugeln aus, der zur Schreibkreide erhärtet (Fig. 22). Er ist an einzelnen Stellen, wie auf der Insel Rügen, von Seeigeln, Belemniten (*Belemnitella*) und Muscheln erfüllt; über der Schreibkreide liegen bei Maastricht weiche, mürbe Kalke, welche zahlreiche

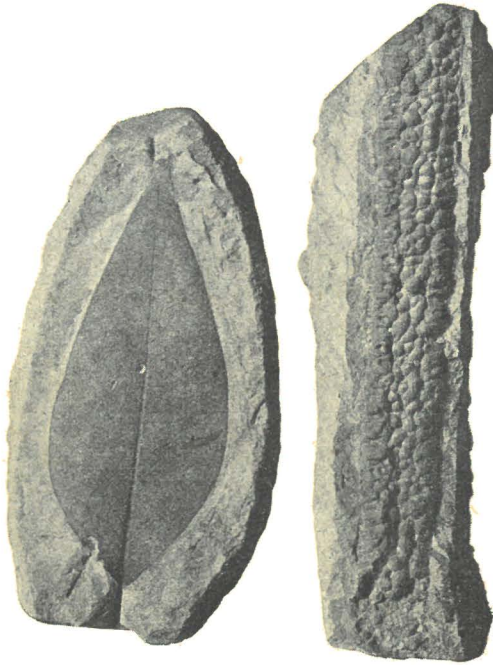


Fig. 142. Blatt- und Fruchtstand eines Magnolienbaumes aus der oberen Kreide von Moletain in Mähren.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)

Originale in der Geologischen Staatsanstalt.

Reste von Pythonomorphen (Fig. 139) umschließen, vor allem den Mosasaurus, die „Maasechse“.

Die Gosaubildungen der Nordalpen.

In der oberen Kreide dringt das Meer in die Nordalpen ein. Es findet die Gesteine der Trias- und Juraformation bereits gefaltet und zu Gebirgen erhoben; es flutet in den Tälern und brandet an den Wänden der Triaskalke. Da und dort bilden sich kleine Korallenriffe; die Brandung reißt von den Felsen größerer Buchten Blöcke los, rollt und wälzt sie und es entstehen Konglomerate. Durch Zusammenschwemmung von Landpflanzen bilden sich

Steinkohlen wie bei Grünbach an der Hohen Wand bei Wiener-Neustadt; stellenweise wird das Wasser durch Süßwassereinströmungen brackisch und den Schluß der Ablagerungsreihe bilden Sandsteine und Mergel mit großen Inoceramen (Fig. 135).

Am besten bekannt ist das Becken des Gosautales am Nordfuße des Dachsteins im Westen von Hallstatt und das Becken der „Neuen Welt“ am Abfalle der Hohen Wand bei Wiener-Neustadt. Nach dem Vorkommen in der Gosau

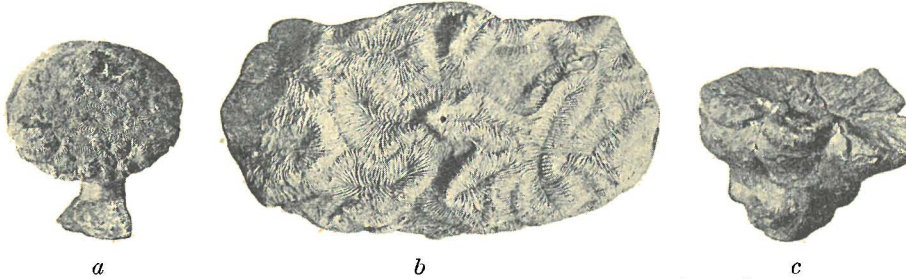


Fig. 143. Riffkorallen aus den Gosauschichten (obere Kreide) des Gosautales bei Hallstatt.

A Tannastreca composita, *b Astrogyra Edwardsi*, *c Leptophyllia clavata*.

($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe.)
Originale in der Geologischen Staatsanstalt.

sind die Ablagerungen dieser Zeit, die in den Nordalpen weit verbreitet sind, Gosaubildungen genannt worden.

Die Gosaubildungen sind außerordentlich fossilreich. Bei Dreistätten (südlich von der Ruine Starhemberg im Piestingtale bei Wiener-Neustadt) liegen ausgewitterte Actaeonellen (Fig. 136 F) so massenhaft umher, daß diese Stelle im Volksmunde „der Schneckengarten“ heißt.

In der Regel beginnen die Gosaubildungen mit Strandbreccien, die große Blöcke enthalten, oder mit Konglomeraten. An einzelnen Stellen sind die Triaskalkblöcke von Bohrmuscheln zerwühlt wie am Südfalle der Hohen Wand. Unzählige Brachiopoden stecken an anderen Orten in Kalken, die innig mit den alten Kalken des Strandes verschmolzen sind.

Über den Grundkonglomeraten liegen in der Regel Hippuritenkalke. Stellenweise stehen die Hippuriten parallel zu einander senkrecht in den Kalkbänken und treten oft geradezu riffbildend auf. Neben ihnen liegen die Korallen (Fig. 143), Seeigel, Brachiopoden, Schneckengehäuse der Gattungen *Nerinea* und *Omphalia* und andere Tierleichen. Dann folgen über diesen Kalken die steinkohlenführenden Schiefer und Sandsteine und den Abschluß bilden die Inoceramenmergel.

Aus dem Konstantinstollen bei Muthmannsdorf in der „Neuen Welt“ sind zahlreiche Reste von Dinosauriern bekannt geworden, vereinzelte Reste von Krokodilen, Schildkröten, Eidechsen und eines großen Flugsauriers. In den pflanzenführenden Schiefen finden sich Palmenblätter, Farne und andere Landpflanzen.



Fig. 144. Fukoidenmergel aus dem Flysch von Muntigl bei Salzburg.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)
Original in der Geologischen Staatsanstalt.

Gegen die nördliche Grenze der Kalkalpen zu werden die so überaus fossilreichen Gosaubildungen immer fossilärmer und gehen schließlich in die fast fossillereen Flyschsandsteine und Flyschmergel der „Sandsteinzone“ der Alpen über. Kriechspuren auf den Schichtflächen, vermengt mit anderen schwer deutbaren Wülsten, Netzen und anderen Figuren, den sogenannten „Hieroglyphen“, sowie verästelte Bildungen, („Fukoiden“), die als Bohrgänge von Gliederwürmern zu deuten sind (Fig. 144), sind neben sehr seltenen Inoceramen fast die einzigen Spuren von Lebewesen in diesen Bildungen, welche schon in der unteren Kreide beginnen und noch in die ältere Tertiärzeit hineinreichen.

Die känozoische Epoche.

Die Tertiärformation.

1. Die Gliederung der Tertiärformation.

Die vorletzte große Formation der Erdgeschichte zerfällt in zwei Abschnitte, jeder mit zwei Unterabteilungen:

- | | | |
|--------------------------|---|-------------|
| I. Alttertiär (Paläogen) | { | 1. Eozän |
| | | 2. Oligozän |
| II. Jungtertiär (Neogen) | { | 3. Miozän |
| | | 4. Pliozän. |

2. Die Tierwelt der Tertiärzeit.

Aussterbende und ausgestorbene Formen am Beginne der Tertiärzeit.

Das junge Morgenrot — *ἡώς καινή* oder Eozän — des letzten großen Erdzeitalters ist durch wichtige und tiefgreifende Verschiebungen in der niederen und höheren Tierwelt gekennzeichnet.



Fig. 145. Modell eines Nummuliten mit aufgebrochenem Gehäuse, um den Bau der Kammern zu zeigen.

Die Ammoniten sind aus allen Meeren verschwunden; kein Ammonit hat die obere Kreidezeit überlebt. Auch die Belemniten hat der Untergang ereilt; die letzten kleinen Formen erlöschen im Eozän für immer.

Unter den Muscheln und Schnecken sind die großen und formenreichen Familien

der Inoceramen, Rudisten, Actaeonellen und Nerineen in allen Meeren ausgestorben. Die in der Kreide noch so häufigen Trigonien haben sich in die australischen Meere zurückgezogen, wo einzelne Arten noch heute leben.

Vereinzelte Gruppen der stark im Niedergang begriffenen Brachiopoden retten sich in die Tertiärzeit; nur wenige Formen leben noch in unseren Meeren.

Scharf geschieden stehen die tertiären Wirbeltiere jenen der Kreidezeit gegenüber. Die großen Reptiliengruppen,

welche im mesozoischen Zeitalter das Festland, die Meere und die Luft beherrschten, die Dinosaurier, Mosasaurier, Ichthyosaurier, Plesiosaurier und Pterosaurier sind verschwunden

und nur die Eidechsen, Krokodile, Schlangen und Schildkröten überleben neben

der merkwürdigen Brückenechse von Neuseeland den Zusammenbruch der Reptilienherrschaft.

Die Säugetiere entfalten sich rasch zu hoher Blüte und treten das Erbe der Reptilien an.

Die wichtigsten Tierformen der Tertiärzeit.

Während die Foraminiferen in der überwiegenden Mehrzahl mikroskopisch kleine Tiere sind, entwickeln sich einzelne Arten aus der Familie der Nummuliten zu wahren Riesenformen und erreichen einen Schalendurchmesser von 6 cm. Meist sind es jedoch kleine Formen von Linsengröße (Fig. 58).

Die kalkigen einzelligen Gehäuse bestehen aus zahlreichen gekammerten Windungen, wie ein Durchschnitt zeigt (Fig. 145).

In fast allen küstennahen Meeresbildungen der Tertiärzeit gehören Seeigel zu den häufigsten Versteinerungen.

Im Alttertiär sind große Kegelige (*Conoclypus*) nicht selten; eine große Rolle spielt die Familie der Clypeastriden in den jüngeren Tertiärablagerungen.

Das Gehäuse eines *Clypeaster* besteht aus zahlreichen länglich-sechseckigen Kalktäfelchen, die mit dichtstehenden, wie mit einem Uhrschlüssel eingedrückten Vertiefungen besetzt sind. Mund und After liegen auf der Unterseite des Gehäuses, der Mund zentral, der After am Hinterrande. Dicke Strebepfeiler

Abel, Allgem. Geologie f. d. VIII. Realgymn.-Kl.

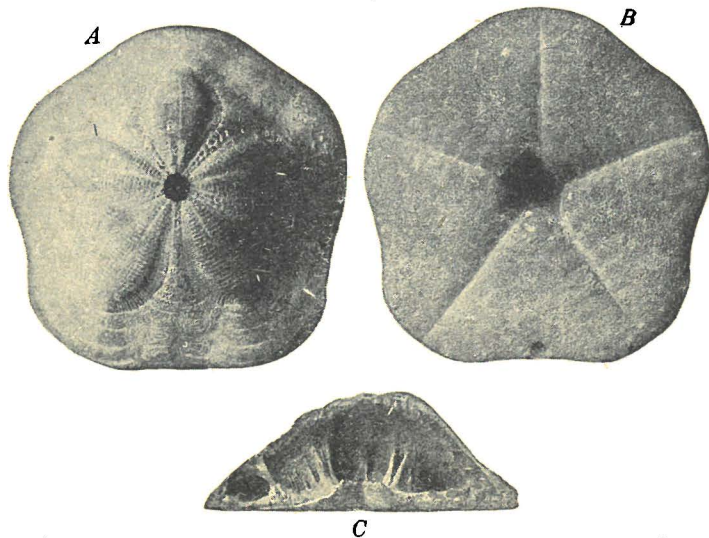


Fig. 146. *Clypeaster aegyptiacus*, ein Seeigel aus dem Pliozän der Umgebung von Kairo (Djebel Shellul bei den Pyramiden von Gizeh).

A von oben, B von unten mit zentralem Mundloch und gegen den Hinterrand verschobenem Afterloch, C aufgebrochenes Gehäuse, um die Stützpfiler des Gehäuses zu zeigen. (1/2 der natürlichen Größe.) Originale im paläontologischen Institute der Wiener Universität.



Fig. 147. *Cerithium margaritaceum* aus den Übergangsbildungen vom Oligozän zum Miozän von Molt bei Horn in Niederösterreich. Original im paläontologischen Institute der Wiener Universität. (2/3 der nat. Größe.)

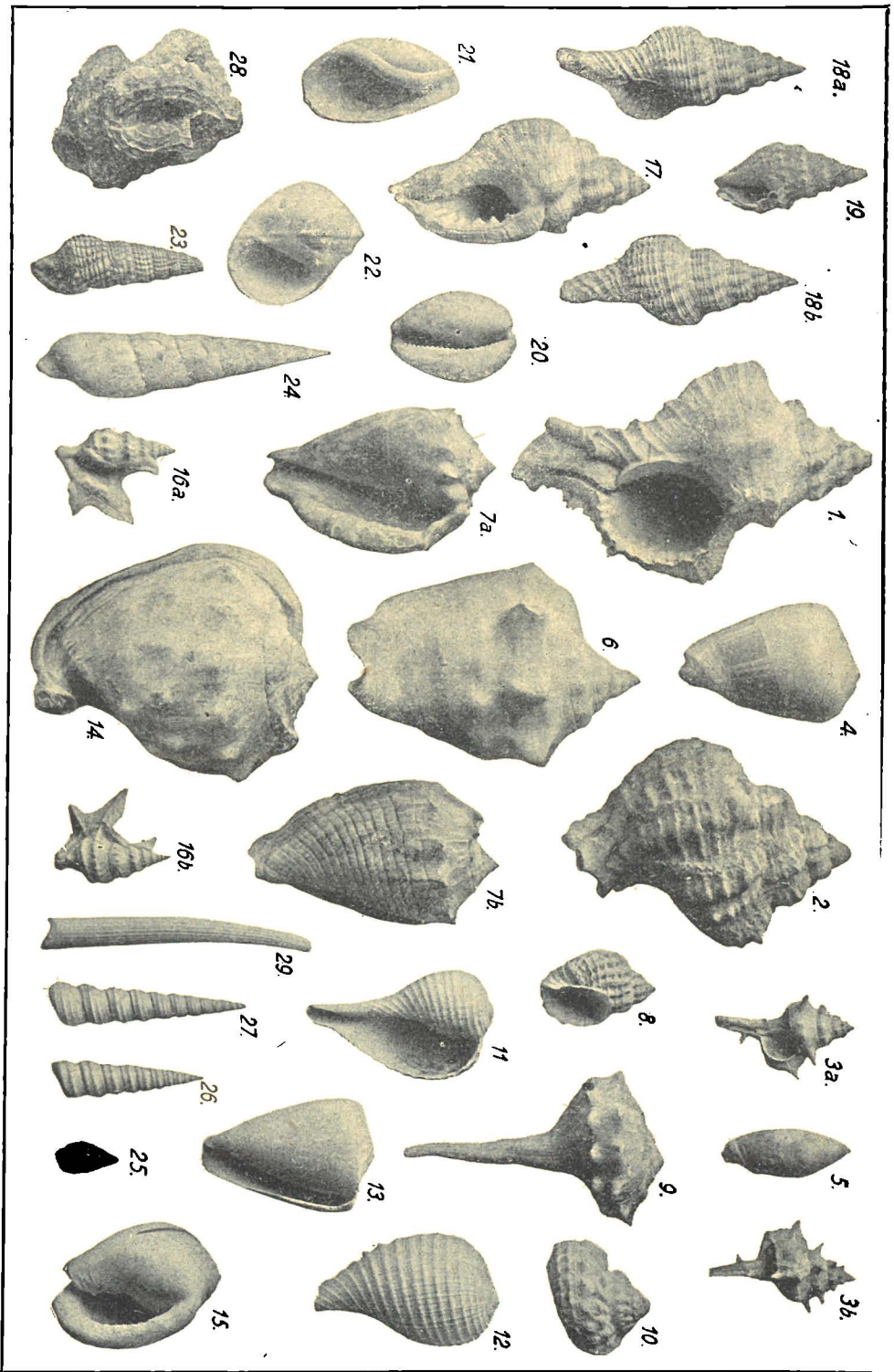


Fig. 148. Gastropoden aus den mediterranen Miozänbildungen des Wiener Beckens. (2/3 der natürlichen Größe.)

- 1—2 *Murex aquitanicus* 3 *Murex spinicosta* 4 *Anchilarta glandiformis* 5 *Anchilarta obsoléta* 6 *Strombus coronatus* 7 *Voluta rarispina* 8 *Cancellaria Puschi*
 9 *Pyralia rusticata* 10 *Turbo rugosus* 11—12 *Pleuroloma chinquiala* 13 *Chelyconus ventricosus* 14 *Cassis mammillaris* 15 *Ctenopus pes palcani*
 17 *Triton corrugatum* 18 *Fusus Valencienensi* 19 *Pleurolooma granulatochincta* 20 *Cypriaca Lancidae* 21 *Bulla signaria* 22 *Nettion redempta* 23 *Cerithium dignitarum*
 24 *Terebra jascada* 25 *Buccinum Vindobonense* 26 *Turritella bicarinata* 27 *Turritella turris* 28 *Vermexis arenarius* 29 *Dentatum Bonet* (ein Scaphopode).

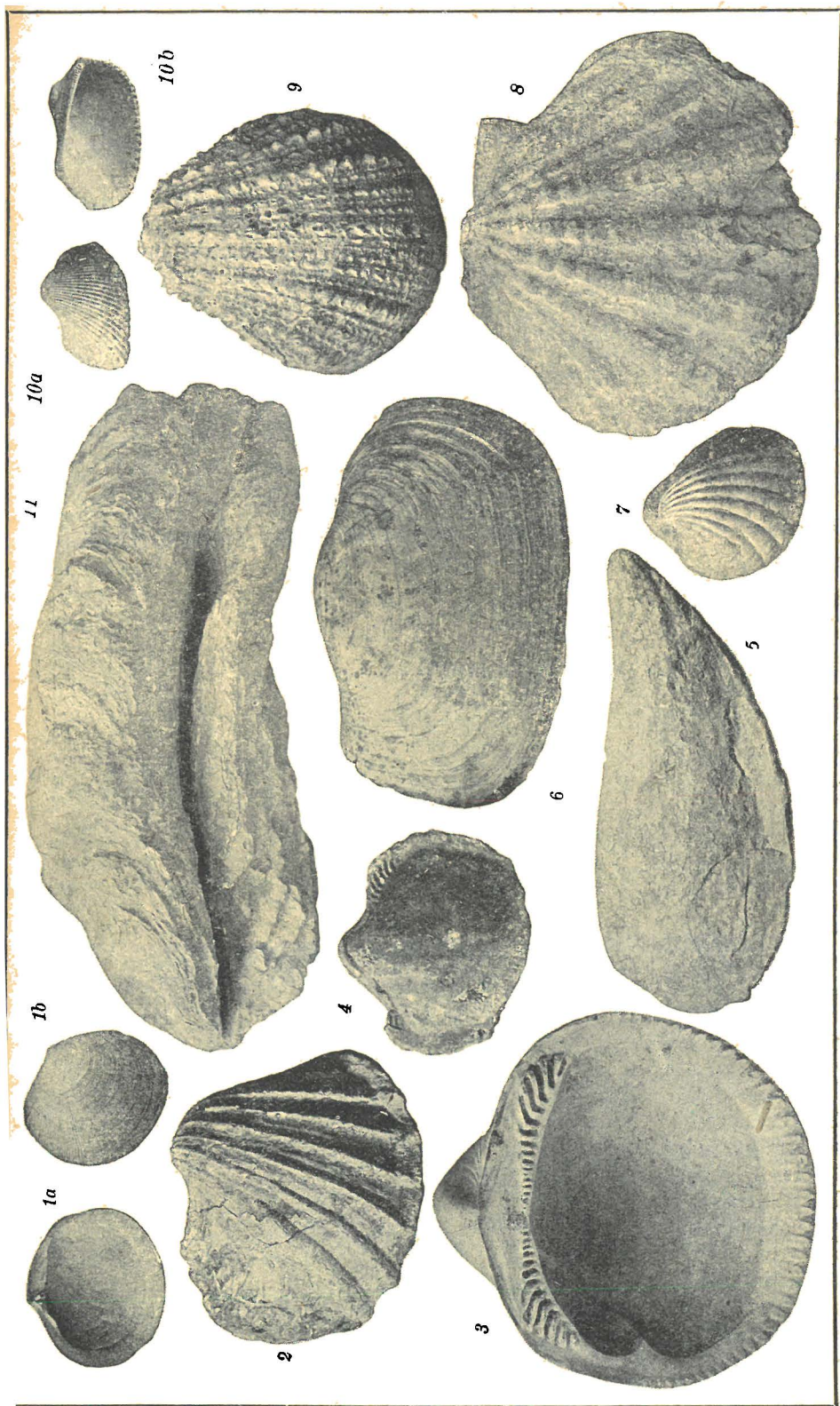


Fig. 149. Bivalven aus den mediterranen Miozänenbildungen des Wiener Beckens.

(Fig. 6, 8, 11 in $\frac{1}{2}$, der natürlichen Größe, alle übrigen Figuren in halber Naturgröße.)

Photographien nach Originalen im Paläontologischen Institut der Wiener Universität und der geologischen, Staatsanstalt.

- 1 *Lucina leonina* 2 *Cardium hians* 3 *Pectunculus pitosus* 4 *Pectunculus pitosus* (Steinkern eines kleineren Exemplars aus dem Leithakalk) 5 *Mytilus Hojdingeri* (Steinkern)
 6 *Panopaea Menardi* 7 *Cardia Jouannetti* 8 *Pecten latissimus* 9 *Spondylus crassicosatus* 10 *Arca turonica* 11 *Ostrea crassissima*.

stützen die Schale, eine wirksame Versteifung des Gehäuses für die in stark brandendem Wasser lebenden Tiere (Fig. 146).

Alle Abteilungen der Tertiärformation beherbergen in ihren Ablagerungen zahllose Mengen von Schneckengehäusen. Die Gattung *Cerithium* spielt das ganze Tertiär hindurch eine wichtige Rolle; in brackischen Oligozänablagerungen ist *Cerithium plicatum* und *C. margaritaceum* (Fig. 147) sehr häufig; später erscheint *C. lignitarum* (Fig. 148, 23) und in einzelnen jüngeren Miozänbildungen (sarmatische Schichten des Wiener Beckens) treten *C. pictum* und *C. rubiginosum* (Fig. 60) in solchen Massen auf, daß diese Ablagerungen den Namen „Cerithienschichten“ erhalten haben.

Eine reiche Schneckenfauna ist in den miozänen Meeresbildungen des Wiener Beckens begraben, deren Formenpracht diese Schichten berühmt ge-

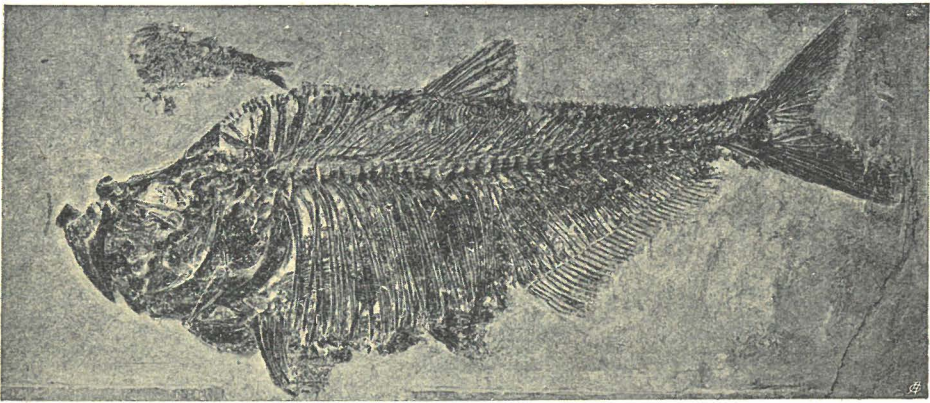


Fig. 150. Fische aus den Süßwasserschiefern (Green-River-Shales) aus dem Felsengebirge in Nordamerika.

($\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.)

Original im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

macht hat (Fig. 148). Zu den schönsten Formen zählen die Schalen der Gattungen *Conus*, *Strombus*, *Murex*, *Pyrula*, *Ficula*, *Cypraea*, *Cassis*, *Triton*, die zahllosen kleinen *Pleurotoma*-Arten, *Fusus*, *Cancellaria* usw.

Die Schneckenwelt der tertiären Süßwasserbildungen ist weit einförmiger als jene der gleichzeitigen Meeresablagerungen. In großen Mengen treten Arten der Gattungen *Melampus* und *Paludina* namentlich in den jüngeren Tertiärschichten auf.

Ebenso wie die Schnecken entfalten die Zweischaler im Tertiär einen großen Formenreichtum. Einzelne Gruppen wie die Austern entwickeln Riesenformen, unter denen die große Auster der Miozänbildungen der Horner Bucht in Niederösterreich, *Ostrea crassissima* (Fig. 149, 11), an erster Stelle steht.

Auch einzelne Formen aus der Familie der Kammuscheln oder Pectiniden erreichen stattliche Größe wie *Pecten latissimus* (Fig. 149, 8); diese breitrippigen und dickschaligen Formen lebten in stark brandenden Küstengewässern, während kleinere zartschalige Pectiniden in Ablagerungen aus ruhigem Wasser und größeren Tiefen anzutreffen sind.

An anderen Stellen treten die perlmutterglänzenden Schalen der Miesmuschelgattung *Mytilus* (Fig. 149, 5) bankbildend auf. In ruhigen Buchten, in denen sich feiner pulveriger Sand niederschlug, lebten die im Sand grabenden zartschaligen Muscheln wie *Panopaea* (Fig. 149, 6), *Solen*, *Solenomya* und *Tellina*, die noch an verschiedenen Stellen aufrecht im Sande stecken, also in derselben Stellung, in der sie der Tod ereilte.

Küstenfelsen und Strandblöcke der tertiären Meere sind häufig von Bohrmuscheln zerfressen (Fig. 20).

Große, prachtvolle Krabben treten zahlreich im Alttertiär Oberitaliens auf. In den Strandbildungen der tertiären Meere trifft man fast immer Kolonien von Meereicheln oder Balanen an, welche sich auf Molluskenschalen oder Strandblöcken angesiedelt haben. (Fig. 163).

Der zarte Körper der Insekten erfordert zur Erhaltung in Gesteinen ganz besonders günstige Bedingungen. Nur in den feinkörnigen Mergelschiefern von Öningen in Baden, Radoboj in Kroatien, Aix in der Provence und einigen anderen Orten sind Insektenreste erhalten. Im Bernstein des Samlandes, dem in der Oligozänzeit von Nadelhölzern abgetropften Harz, sind jedoch die Insektenleichen mit allen, auch den feinsten Einzelheiten abgegossen und der genauesten Untersuchung zugänglich; Mücken, Ameisen, Fliegen, Käfer, Florfliegen u. a. sind vom Bernsteinharz eingeschlossen worden. Außerdem kennen wir aus Tertiärlagerungen Schmetterlinge, Schaben und Heuschrecken; im ganzen sind etwa 3000 tertiäre Insektenarten bekannt.

An der Küste reißt die Brandung die Tierleichen auseinander, verstreut die einzelnen Knochen und man sucht daher in Strandbildungen vergeblich nach wohl erhaltenen Fischleichen; nur in ruhigen Meeresbuchten, wo sich feiner Kalkschlamm niederschlug, sind die Bedingungen für ihre Erhaltung vorhanden. Ein berühmter Fundort eozäner Fische ist der Monte Bolca bei Verona, in dessen Kalkschiefern die Fischskelette prachtvoll erhalten sind, ebenso wie in den Kalkschieferabsätzen eines großen nordamerikanischen Eozänsees (den sogenannten Green-River-Schichten) (Fig. 150).

In allen Meeresablagerungen der Tertiärzeit sind Haifischzähne häufig anzutreffen. Unter ihnen fallen neben den kleinen *Lamna*-Zähnen die riesigen Zähne der auch heute noch lebenden Gattung *Carcharodon* auf (Fig. 151), die

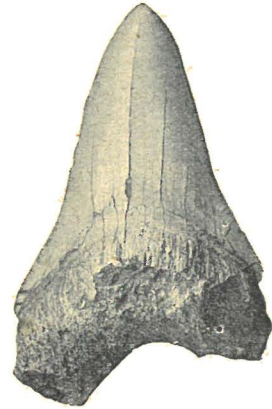


Fig. 151. *Carcharodon megalodon*, ein Haifischzahn aus den Leithakalkbildungen des Wiener Beckens.

($\frac{1}{2}$ der nat. Größe.)

Original im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

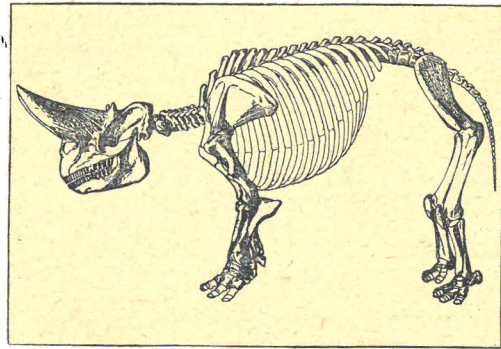


Fig. 152. Ein 3 m langes Huftier (*Arsinoitherium*) aus dem Eozän Ägyptens.

Der Schädel trägt zwei gewaltige Knochenzapfen.

Rekonstruiert.

(Nach C. W. Andrews.)

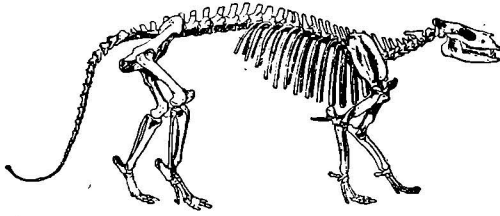


Fig. 153. *Phenacodus primaevus*, ein etwa tapirgroßes, primitives Huftier mit fünf Zehen und Fingern und vollständigem Gebiß.

Aus den ältesten Tertiärbildungen Nordamerikas.
(Nach H. F. Osborn.)

(1726) zuerst als „Homo diluvii testis, eyn betrübtes Beingerüst von einem alten Sünder, so in der Sündfluth ertrunken“ beschrieben wurde. Er ist mit dem japanischen Riesensalamander verwandt und erreichte eine Länge von $1\frac{1}{2}$ m.

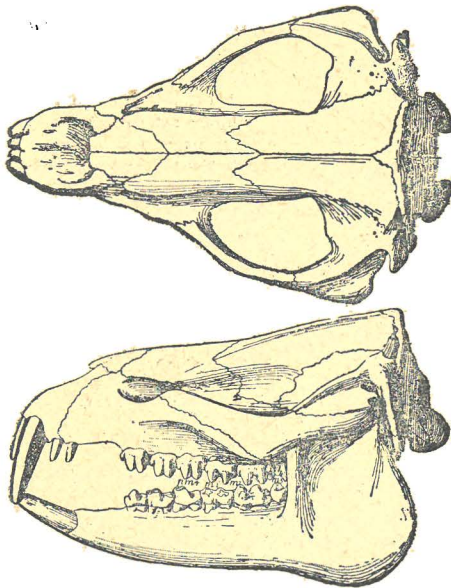


Fig. 154. Eine Stammform der Elefanten aus dem Eozän Ägyptens.

Schädel von *Moeritherium Lyonsi* aus dem Fajûm (Gegend des Moeris-Sees), rekonstruiert. Schädelänge 37 cm. Der Schädel gleicht in seiner Gesamtform noch wenig einem Elefantenschädel; die Verlängerung der oberen und unteren Schneidezähne zeigt bereits den späteren Entwicklungsgang derselben an. Die jüngeren Rüsseltiere aus dem Alttertiär Ägyptens sind bereits elefantenähnlicher.

(Nach C. W. Andrews.)

noch auf einer sehr tiefen Stufe; es ist außerordentlich klein, das Kleinhirn wird von den beiden Großhirnhälften nicht bedeckt und zeigt nur schwache Windungen.

jedoch jene der größten lebenden Art (Körperlänge 12 m) bedeutend an Größe übertreffen (vgl. S. 55).

Nach einer langen Pause — seit dem oberen Jura. — erscheinen wieder Frösche in alttertiären Ablagerungen. Im Miozän sind sie häufig; neben ihnen treten Molche auf, unter diesen ein Riesenmolch, *Andrias Scheuchzeri* im Miozän von Öningen (Baden), dervon Scheuchzer

Während Schlangen und Eidechsen im Tertiär selten sind, trifft man Schildkröten und Krokodile sowohl in Süßwasserbildungen als Meeresablagerungen häufig an.

Eine fast unübersehbare Fülle von Formen tritt uns in den tertiären Säugetieren entgegen. Die wahrscheinlich mit dem Schnabeltier verwandten Multituberculaten mit den vielhöckerigen Zähnen finden sich noch im Eozän Europas und verschwinden dann für immer aus diesem Erdteil; etwas später, im Oligozän, ziehen sich auch die Beuteltiere aus Europa zurück.

Die placentalen Säugetiere erscheinen bereits im Eozän in zahlreichen Formen. Zuerst sind es noch vorwiegend kleine Tiere, meist von Ratten- bis Mardergröße, höchstens erreichen sie die Größe eines Wolfes; sehr rasch gesellen sich aber zu ihnen große Säugetierarten und schon im Obereozän erscheinen Tiere von Nashorngröße wie das merkwürdige *Ar-sinoitherium* (Fig. 152), ein Huftier aus dem Eozän Ägyptens. Das Gehirn dieser eozänen Säugetiere steht

Die ältesten eozänen Huftiere sind nicht nur klein und im Gehirnbaue tiefstehend, sie stehen auch in ihrer Bezahnung und der Zehenzahl auf einer tiefen Stufe. Hand und Fuß sind fünffingerig und fünfzehig, das Gebiß besteht aus 44 Zähnen (oben und unten jederseits 3 Schneidezähne, 1 Eckzahn, 4 Lückenzähne, 3 Mahlzähne) und die Backenzahnkronen sind sehr einfach gebaut.

Zu dieser Gruppe der ältesten Huftiere gehört *Phenacodus primaevus* aus dem Eozän Nordamerikas (Fig. 153).

Noch im Eozän erscheinen alle heute noch lebenden großen Huftierstämme: die Unpaarhufer (*Perissodactyla*), Paarhufer (*Artiodactyla*), Klippschliefer

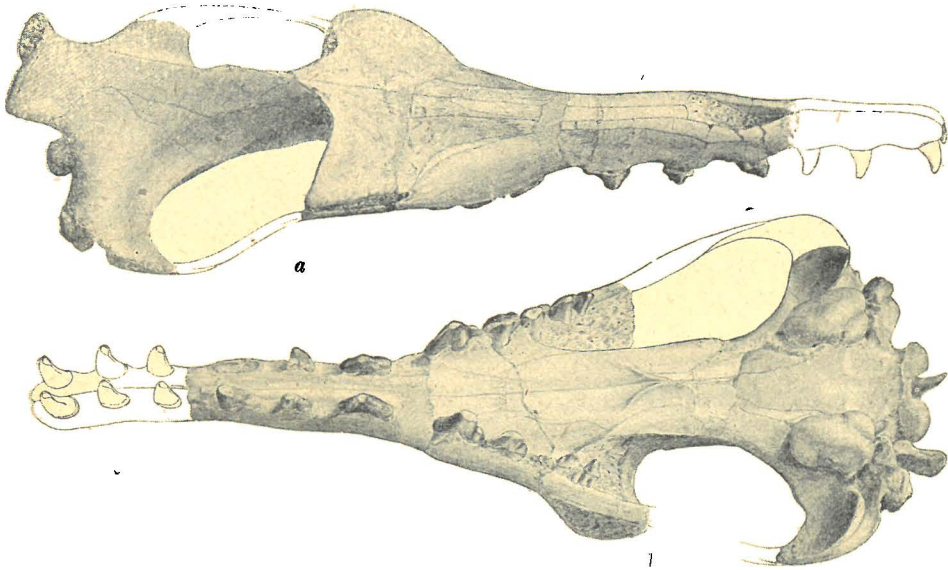


Fig. 155. Der älteste Wal (*Protocetus atavus*) aus dem mittleren Eozän des Mokattamberges bei Kairo.

Schädelnlänge 60 cm. — a Schädel von der Seite, b von unten gesehen.

(Nach E. Fraas.)

(*Hyracoidea*), Rüsseltiere (*Proboscidea*) (Fig. 154) und die Seekühe (*Sirenia*). Mit Ausnahme der Paarhufer erreichten alle Huftiergruppen den Höhepunkt ihrer Entwicklung im Tertiär und sind gegenwärtig im Niedergang begriffen.

Neben diesen noch heute lebenden Stämmen treten im Tertiär noch zahlreiche andere größere Stämme der Huftiere auf, welche heute vollständig erloschen sind.

Unter den übrigen Säugetierordnungen spielen die Fleischfresser eine wichtige Rolle. Im Alttertiär herrscht die Gruppe der *Creodonta*, welche meist kleine Formen umfaßt; die größten Creodonten erreichten etwa die Größe eines starken Wolfes.

Erst später treten die echten Raubtiere auf: Hunde, Katzen, Hyänen, Bären, Marder, Zibethkatzen, Ottern und Robben. Zu den furchtbarsten Räubern der Tertiärzeit gehörten die säbelzahnigen Tiger, vertreten durch die Gat-

tung *Machairodus*, deren Eckzähne zu langen, hauerartigen Waffen verlängert sind (Fig. 161, 5).

Die mit den Fleischfressern verwandten Wale liegen in den Ablagerungen einzelner tertiärer Meeresbuchten wie bei Antwerpen in ungeheuren Mengen begraben. Die ältesten Zahnwale besitzen noch ein raubtierartiges Gebiß (Fig. 155). Die ersten Bartenwale erscheinen im Oberoligozän.

Nagetiere, Insektenfresser und Fledermäuse sind im Tertiär stellenweise häufig.

Zu den seltensten Funden tertiärer Säugetiere gehören Primaten.

Durch die Untersuchungen der letzten Jahre ist die Erkenntnis gefestigt worden, daß die zwei großen Stämme der Primaten (Halbaffen oder Lemuroidea und Affen oder Anthropoidea) zwar einer gemeinsamen Wurzel entsprossen sind, aber stets nebeneinander sich entwickelt haben, so daß die Affen nicht aus den Halbaffen hervorgegangen sind. Man hat früher die alttertiären Halbaffen als die Stammgruppe der Affen betrachtet und als Mesodonta unterschieden, weiß aber jetzt, daß dies unrichtig war. Die Urheimat der Primaten, sowohl die der Halbaffen als die der Affen, sowie die der Hominiden ist Zentralasien, woher sie im Laufe der Tertiärzeit und Eiszeit infolge der Verschlechterung des Klimas auswanderten.

Die echten Affen treten zuerst in unteren Oligozän auf. Unter den menschenähnlichen Affen ist der kleine *Pliopithecus* zu nennen, der mit dem Gibbon nahe verwandt ist; neben ihm erscheint ein großer Menschenaffe, *Dryopithecus*, von welchem bisher nur wenige Reste (Unterkiefer, Zähne, Oberarm) vorliegen. Beide Gattungen sind auch aus dem Miozän Österreichs bekannt.

Vom Menschen sind aus der Tertiärzeit bis heute noch keine Knochenreste nachgewiesen.

3. Das Alttertiär (Paläogen).

An der Grenze der Kreideformation und Tertiärformation vollziehen sich weitgehende Änderungen in der Verteilung von Land und Meer. In Europa erheben sich weite Gebiete über den Meeresspiegel, die seither nicht wieder von den Wogen überflutet wurden; in einzelnen großen Becken, wie in den alttertiären Meeresbuchten von Paris, London und Brüssel, dringt das Meer vor, zieht sich zurück, dringt wieder vor und es entstehen so in raschem Wechsel Meeresabsätze und Süßwasserschichten.

I. Das Becken von Paris und London.

Das **Pariser Becken** stellt eine weite Mulde dar, in der die Alttertiärschichten sehr regelmäßig übereinanderliegen.

Über der weißen Kreide von Meudon liegen an vereinzelt Stellen Meeressande, dann folgen plastische Süßwassertone, die um Paris das Material für Tonwarenfabriken und Ziegeleien liefern. Die „Tuilerien“ (= Ziegeleien) in Paris liegen an der Stelle derartiger alter Ziegeleien.

Der eigentliche Baustein von Paris ist der mitteleozäne Grobkalk (le calcaire grossier) mit zahlreichen Versteinerungen.

Unter den jüngeren Alttertiärbildungen ist vor allem der Gips des Montmartre zu nennen. In früherer Zeit bestanden auf diesem längst verbauten Hügel ausgedehnte Gipsgruben, die zahlreiche Säugetierreste lieferten, die Cuvier meisterhaft beschrieb (*Palaeotherium*, *Anoplotherium* und *Xiphodon*) (Fig. 156).

Der Pariser Gips stellt den Niederschlag einer im Unteroligozän abdampfenden Meereslagune dar. Im Oberoligozän bildeten sich wieder Süßwasserablagerungen, zu denen der als Muhlstein verwendete Sandstein von Montmorency gehört.

Das Alttertiärbecken von London ist eine Bucht desselben Meeres, welche zu wiederholten Malen den Boden von Paris überflutete. Die Ablagerungen der Umgebung von London sind jedoch viel reicher an Tonen und eine Bildung wie der Pariser Grobkalk fehlt. Diese geologischen Verhältnisse kommen in der Bauart der beiden Weltstädte sehr scharf zum Ausdruck: in Paris Paläste aus Kalkquadern und zahlreiche Skulpturen als Gebäudeschmuck. in London vorwiegend Ziegelbauten.

2. Die Bernsteinwälder Norddeutschlands.

Die Küsten der norddeutschen oligozänen Meeresbucht trugen ausgedehnte Nadelholzbestände, und zwar herrschten vier Kieferarten und eine Fichte (*Picea Engleri*) vor. Das von diesen Nadelbäumen abtropfende weiche Harz umschloß zahlreiche Insekten und Spinnen, selbst kleine Eidechsen; die Zahl der verschiedenen Insektenarten dürfte etwa 2000 betragen.

Mit der Zeit erhärtete dieses Nadelholzharz zu dem sogenannten Bernstein, der namentlich im Samlande in Ostpreußen in der Königsberger Gegend seit dem Altertum gewonnen wird.

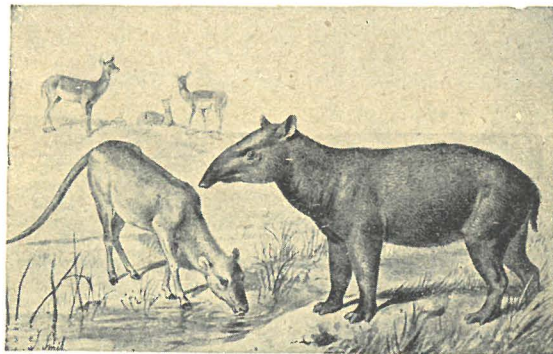


Fig. 156. Ideales Landschaftsbild von Paris zur Zeit der Bildung der Gipse des Montmartre mit *Palaeotherium* (1), *Anoplotherium* (2) und *Xiphodon* (3).

Palaeotherium hatte die Größe eines Tapirs.

(Nach einer Zeichnung von J. Smit.)

3. Das Alttertiär der Mittelmeerländer.

In den alttertiären Meeresbuchten des nördlichen Europas fehlen die Rifff Korallen gänzlich. Dagegen treffen wir in den Mittelmeerländern, am schönsten bei Crosara und Castel Gomberto in Oberitalien sowie bei Oberburg in Kärnten ausgedehnte Korallenriffe mit prachtvoll erhaltenen Korallen, deren nächste Verwandte im Oligozän Westindiens auftreten.

Das eozäne Mittelmeer erstreckte sich von Spanien über die Alpen, Südeuropa und Vorderasien bis nach Indien. Allenthalben bildeten sich in seinen Tiefen Nummulitenkalke (Fig. 58); die höchsten Teile der Alpen und Karpathen rägten als Inseln empor, deren Ränder von fossilreichen Strandbildungen wie am Kressenberg bei Mattsee, bei Gmunden, Stockerau und Bruderndorf umgeben sind.

4. Die alttertiären Flyschbildungen.

Die fossilreichen Eozängesteine liegen dem Strande der damaligen Alpeninsel selten unmittelbar auf. Die zentralen Teile der Alpen, Karpathen und des Apennin waren im Alttertiär ebenso wie in der Kreideformation von einem breiten Streifen umgeben, in dem sich große Mengen sandigen und schlammigen



Fig. 157. «Hieroglyphen» auf der Schichtfläche eines alttertiären Flyschsandsteins von Kirling im Wienerwald.

($\frac{1}{3}$ der natürlichen Größe.)
Original in der geologischen
Staatsanstalt.

(Sotzka, Trifail, Sagor), die Braunkohlenlager von Monte Promina in Dalmatien, Cadibona in Ligurien sowie zahlreiche Flöze in den französischen und Schweizer Alpen.

6. Das Alttertiär Nordamerikas.

In Nordamerika greift das alttertiäre Meer nur an wenigen Stellen über die heutigen Küsten des Atlantischen und Pazifischen Ozeans hinüber. Die ausgedehnten Alttertiärbildungen in den Vereinigten Staaten sind hauptsächlich Fluß- und Seenablagerungen, die mit den Leichen der großen alttertiären Säugetiere erfüllt sind.

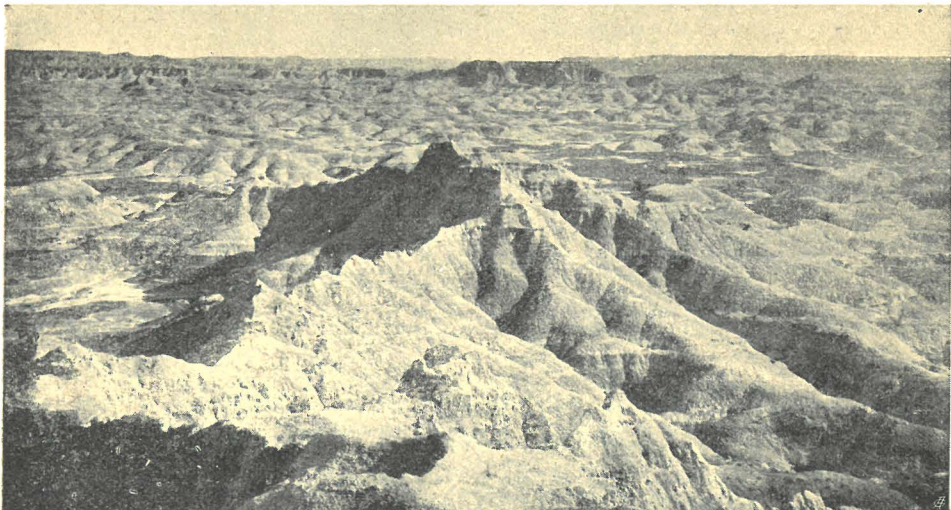


Fig. 158. Die große Wüste in Süddakota (Big-Bad-Lands) in Nordamerika, aus Eozängesteinen aufgebaut.

Photographie von N. H. Darton (Geological Survey of U. S. N. A.)

Materials aufhäufte, die zu Sandsteinen, Mergeln und Schiefertönen erhärteten. Diese Bildungen, welche man in ihrer Gesamtheit als Flysch bezeichnet, sind ungemein fossilarm; dann und wann findet man auf den Schichtflächen grobkörniger Sandsteine (wie bei Greifenstein und Höflein an der Donau etc.) vereinzelte Nummuliten und andere Foraminiferen. Viele der sonderbaren Wülste auf den Schichtflächen dieser Sandsteine harren noch ihrer Deutung; manche dieser „Hieroglyphen“ betrachtet man als Kriechspuren, andere als Bohrgänge von Würmern und versteinerten Schneckenlaich (Fig. 157).

5. Die Entstehung der alttertiären Braunkohlenlager.

Im Inneren Europas dehnten sich im Oligozän stellenweise weite Moore und Waldsümpfe aus, so auch in Böhmen, wo zur selben Zeit zahlreiche Vulkane tätig waren. Tuffe und Laven (Basalte) breiteten sich über das Gebiet aus; die böhmischen oligozänen Braunkohlen werden zum Teile von Tuffen unterlagert, zum Teile überlagert.

Unter den wichtigeren oligozänen Braunkohlenlagern sind zu nennen: die Flöze am Nordrande der bayrischen Alpen (Miesbach, Peißenberg, Pensberg), die steirisch-krainischen Kohlenflöze

Zu den merkwürdigsten Alttertiärlandschaften Nordamerikas gehören die Mauvaises Terres oder Bad Lands (Fig. 158); ein weites, dürres Tafelland mit merkwürdigen Erosionsformen.

4. Das Jungtertiär (Neogen).

1. Der Landschaftscharakter Mitteleuropas im Miozän.

Die Ebenen des zentralen Mitteleuropas waren zur Miozänzeit von einem weiten Meeresbecken erfüllt, dessen Spiegel ungefähr um 450 m höher lag als der heutige Spiegel der Adria. Dieses Meer umsäumte die Alpen und Karpathen, deren höchste Spitzen wahrscheinlich schneebedeckt waren; dichte tropische Wälder reichten bis zum Meeresufer hinab. Das Bild Mittel-

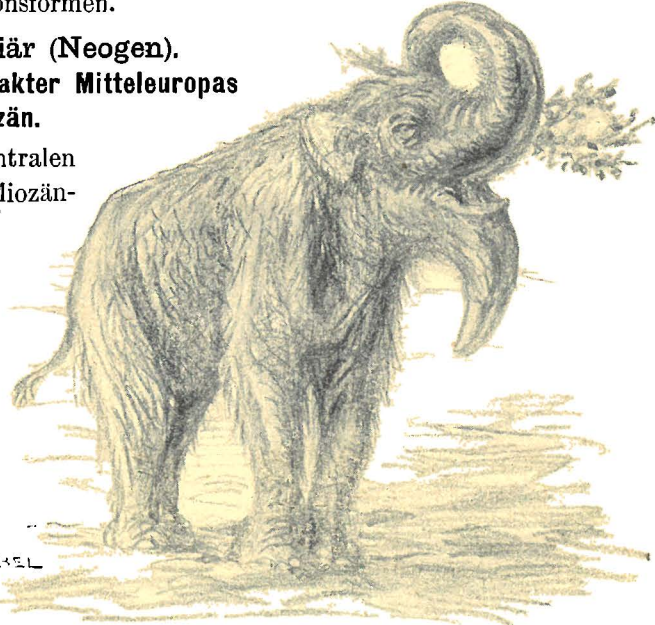


Fig. 159. *Dinotherium*, ein elefantenartiger Dickhäuter aus dem Neogen Europas.

(Rekonstruktion von O. Abel 1920.)

europas zu dieser Zeit muß ein ähnliches gewesen sein, wie es heute der indomalaische Archipel darbietet. Im Meere tummelten sich Delphine, Bartenwale und Schildkröten; an den Ufern weideten im Dickicht des Urwaldes Mastodonten, Dinotherien, Nashörner, die pferdeartigen Anchitherien, Schweine und Hirsche. Zahlreiche Wildhunde, Marder, Ottern, Katzen, Dachse, Zibethkatzen und andere Raubtiere von der Größe eines Hundes bis zu der eines Bären hatten ihre Verstecke in den Dickichten; Menschenaffen hielten sich im Gezweige auf und in den Ufersümpfen sonnten sich träge, große Krokodile (Fig. 159—161).



Fig. 160. Backenzahn von *Mastodon angustidens* aus dem Miozän von Eibiswald in Steiermark von der Kaufläche gesehen.

($\frac{1}{3}$ der natürlichen Größe.)

Original in der Geologischen Staatsanstalt.

2. Die Miozänoase von Steinheim.

In Steinheim bei Heidenheim in Württemberg dehnte sich in der Miozänzeit eine kleine Oase aus, welche die Säugetiere der Umgegend als Tränke aufsuchten. Zahlreiche Tiere gingen an dieser Oase zugrunde und der feine Schneckensand am Seegrunde bewahrte die Tierskelette auf, so daß im Sande der Steinheimer Miozänoase geradezu eine Sammlung der damaligen Säugetierwelt bis auf unsere Tage erhalten geblieben ist. (Fig. 161).

3. Die Verbindung des mitteleuropäischen Miozänmeeres mit dem Mittelmeere.

Die große mitteleuropäische Meeresbucht, welche sich von Wien bis nach Bosnien und Siebenbürgen erstreckte, stand im Miozän mit dem Mittelmeere in Verbindung. Die Ausdehnung der Meeresfläche zu dieser Zeit wird aus der Karte p. 204 ersichtlich.

An der heutigen Rhönemündung griff im Miozän eine Meeresbucht tief in das Landinnere ein; von hier aus flutete das Meer in einem engen Kanale durch die Schweiz und

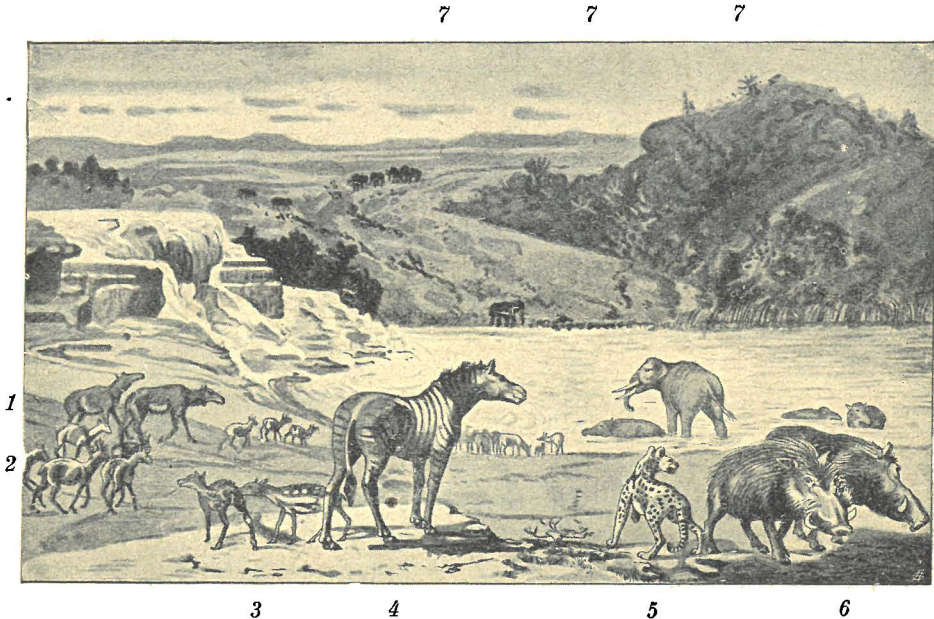


Fig. 161. Das Tierleben an der Therme von Steinheim in Württemberg im oberen Miozän. Unnatürliches „Menageriebild“: zu viele verschiedene Arten auf engem Raume.

Der Einsturzkrater von Steinheim (p. 28) war zur Obermiozänzeit von einem Süßwassersee erfüllt, in welchen sich heiße Quellen ergossen, die Sprudelkalk absetzten. Das obige Bild zeigt das Tierleben an der Steinheimer Oase zur Obermiozänzeit. Links im Vordergrund schreiten zwei große geweihlose Hirsche, *Palaemeryx eminens* (1), dem Ufer zu, weiter im Vordergrund ein Rudel kleiner Muntjakhirsche, *Dicroceros furcatus* (2); im Vordergrund stehen zwei kleine Zwerghirsche (3), neben ihnen ein dreizehiges Pferd, *Anchitherium aurelianense* (4). Dann folgt der säbelzahnige Tiger *Machairodus* (5), rechts im Vordergrund sehen wir zwei große Schweine, *Choeropotamus Steinheimensis* (6), während im Hintergrunde, am jenseitigen Ufer und im See Mastodonten stehen (7).

(Aus E. Fraas, Führer durch das kgl. Naturalienkabinett zu Stuttgart.)

trat am Außenrande der Alpen aus, die große süddeutsche Meeresbucht füllend. Dieses fast dreieckige Meeresbecken dehnte sich zwischen der Schwäbischen Alb und dem fränkischen Jura im Nordwesten, dem Böhmerwald im Nordosten und dem Außensaum der Alpen im Süden aus; die Kalkfelsen der Schwäbischen Alb sind von Bohrmuscheln durchlöchert und mit Austernbänken besetzt. Nach Osten verengt sich die süddeutsche Bucht sehr stark; immer näher tritt der Südrand der böhmischen Masse an den Alpenrand heran und es bleibt in der Gegend von St. Pölten nur ein schmaler Streifen für den Meereskanal frei, die St. Pöltener Enge. Dann tritt, weiter im Osten, die böhmische Masse weiter vom Alpenrande zurück; das Meer überspült ihre Ufer und brandet in dem Gebiete der dem Festlande vorgelagerten Granitklippen von Horn und Eggenburg in Niederösterreich.

In dem Gebiete zwischen Ernstbrunn in Niederösterreich und Nikolsburg in Mähren tritt das Meer in das große Pannonische Becken (Karte auf S. 204) ein; ein anderer Meeresarm zieht sich dem Außenrande der Karpathen entlang nach Galizien und bis nach Rumänien,

setzt sich noch weiter bis in die Gegend des heutigen Schwarzen Meeres fort und endet am Kaspisee.

Stellenweise bauen sich Nulliporenriffe längs der Meeresküsten und auf untermeerischen Erhöhungen im Seichtwasser auf, wie zwischen Nikolsburg in Mähren und Feldsberg in Niederösterreich: ein langgestrecktes Nulliporenriff sind die Miodoboren (Miody Gory) in Galizien.

An keiner Stelle dieses miozänen Mittelmeeres erheben sich Korallenriffe; es haben also in diesem ganzen Gebiete die Lebensbedingungen für sie gefehlt. Nur an vereinzelten Stellen haben sich auf den Küstenfelsen dünne Korallenrasen gebildet, doch sind sie ausnahmslos durch die vom Meere rasch aufgeschütteten Sande und Tone erstickt worden.

4. Die marinen Miozänbildungen des Wiener Beckens.

Ebenso wie sich heute an den Meeresküsten eine Sonderung der Sedimente in kantige Uferblöcke, gerollte Strandblöcke, Schotter, Sand und Schlamm

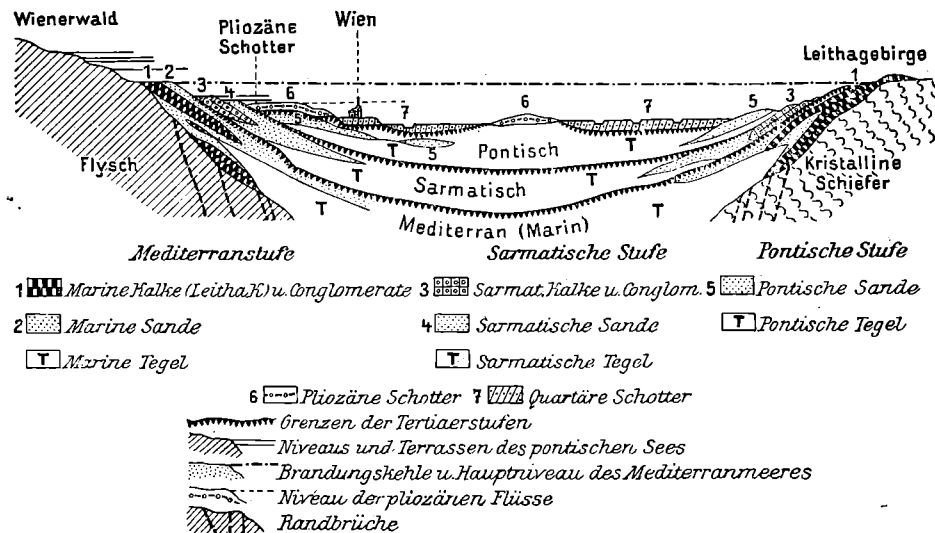









Fig. 162. Schematisches geologisches Profil des Wiener Beckens.

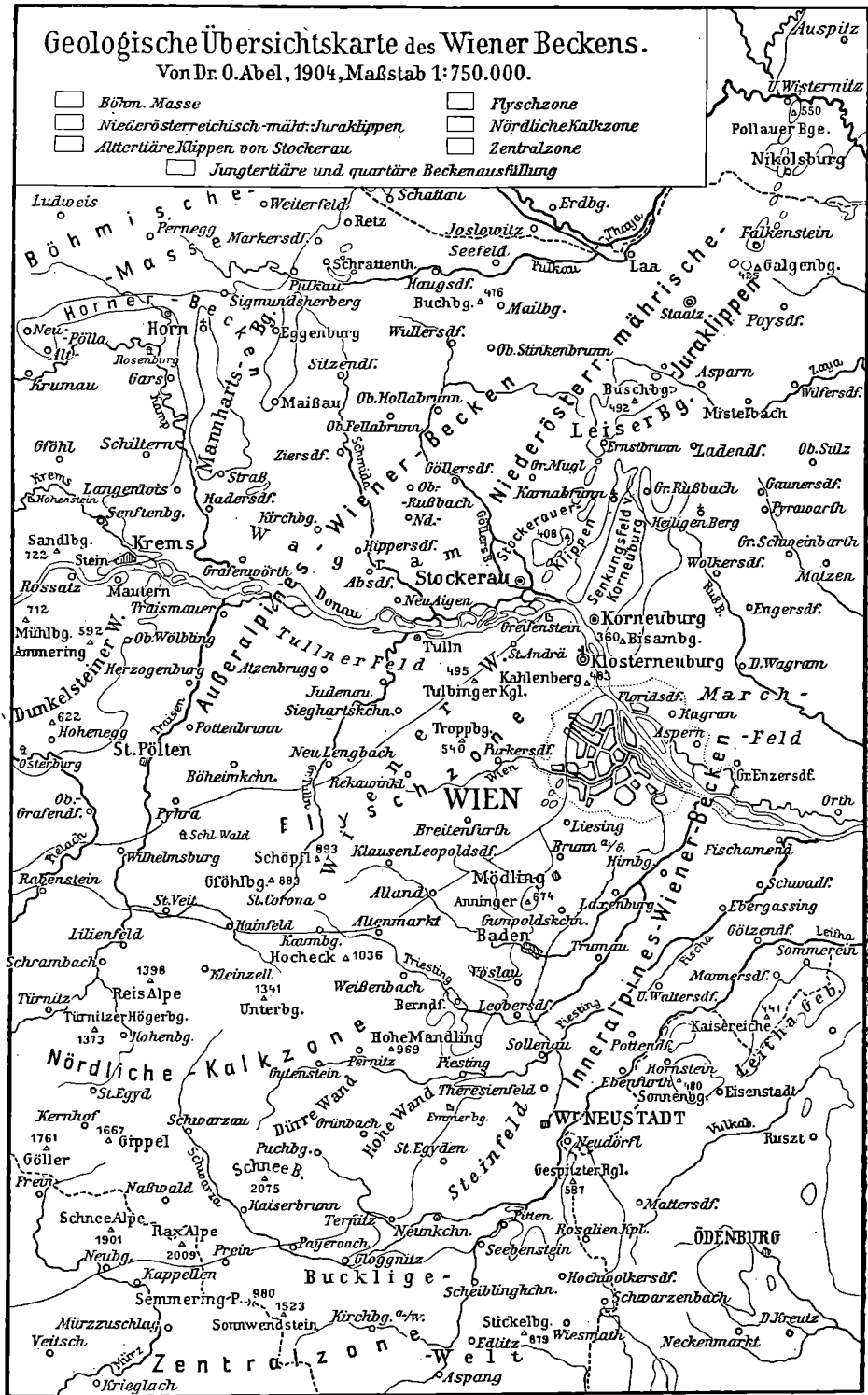
(Nach Dr. F. König.)

vollzieht, so umfassen auch die miozänen Meeresbildungen des **Wiener Beckens** vielgestaltige Gesteine. An den Steilküsten wie bei Kalksburg liegen große, eckige Blöcke, die von den Uferfelsen abgestürzt sind; dann folgt, weiter meerwärts, ein breiter Streifen von Konglomeraten (Leithakonglomerat); in ruhigeren Buchten häuften sich feine, pulverige oder scharfe Sande (Sande von Grinzing, Pötzleinsdorf, Gauderndorf bei Eggenburg, Neudorf an der March), in noch weiterer Entfernung vom Ufer und größerer Tiefe Tegelmassen an (Tegel von Baden, Soos, Vöslau, Walbersdorf). Die Lithothamnien (oder Nulliporen) bauen an zahlreichen Stellen Riffe auf (Nulliporenkalk des Leithagebirges und von Zogelsdorf bei Eggenburg). Die Nulliporenkalke liefern seit Jahrhunderten ein ausgezeichnetes Baumaterial für die Hauptstadt Österreichs und spielen also für Wien dieselbe Rolle wie

Geologische Übersichtskarte des Wiener Beckens.

Von Dr. O. Abel, 1904, Maßstab 1:750.000.

- | | |
|--|--|
|  Böh. Masse |  Flyschzone |
|  Niederösterreichisch-mähr. Juraklappen |  Nördliche Kalkzone |
|  Altertäre Klippen von Stockerau |  Zentralzone |
|  Jungtertiäre und quartäre Beckenausfüllung | |



der Pariser Grobkalk für Paris, der Buntsandstein für die süddeutschen Städte und der Travertin von Tivoli für Rom.

Am Außensaume der Alpen und Karpathen bildete sich ein schieferiger, blaugrauer, glimmerreicher Mergel, der Schlier. Seine Ablagerung beginnt schon im Alttertiär und dauert noch im Miozän fort; bei Wels beträgt seine Mächtigkeit über 1000 m, wie durch eine Tiefbohrung festgestellt wurde. Die Strandlinie des Meereskanals, in dem sich der Schlier niederschlug, ist durch grelle, weiße oder hellgelbe Sande bezeichnet, die bei Linz und Melk in großen Sandgruben abgebaut werden (Melker Sand).

Am Außensaume der Karpathen entstanden mächtige Steinsalzlager wie bei Wieliczka, Bochnia und Kalusz.

(Über deren Entstehung vgl. p. 64.)

Die Tierreste aus diesen verschiedenartigen Ablagerungen des miozänen Meeres sind überaus mannigfaltig und je nach den Bedingungen, unter denen sich die Gesteine bildeten, sehr verschieden. In den ruhigen Buchten, in welche feiner, pulveriger Sand eingeschwemmt wurde, lebten neben zahlreichen Schnecken zartschalige Muscheln, die sich im Sande eingruben wie die Arten der Gattungen *Tellina* und *Solen*; diese Fauna erinnert in hohem Grade an die heutige Tierwelt am Lido bei Venedig. An den stark brandenden Küsten siedelten sich die dickschaligen großen Austern an, die grobrippigen großen Kammuscheln (*Pecten latissimus*, Fig. 149, 8) und das dickschalige *Cardium hians* (Fig. 149, 2); an denselben Stellen finden sich die prächtigen Gehäuse der Seeigelgattung *Clypeaster*. In größeren Tiefen, in denen sich der blaue Tonschlamm niederschlug, wie in Baden, Soos und Vöslau, herrschen kleine Schnecken vor, namentlich Arten der Gattungen *Pleurotoma*, *Fusus*, *Murex*, *Cancellaria* usw. An einzelnen Fundorten, wie in den Sanden der Weinberge von Grund in Niederösterreich, ist das Gestein von hunderttausenden von prachtvoll erhaltenen Konchylien ganz erfüllt, während an anderen Orten die Versteinerungen seltener auftreten. Äußerst fossilarm ist der Schlier am Außensaume der Alpen.

Der Gesamtcharakter der Tierwelt, welche alle diese Ablagerungen füllt, gleicht so sehr jenem der Tierwelt des Mittelmeeres, daß alle diese marinen Miozänbildungen als mediterrane Ablagerungen bezeichnet werden. (Die Ausdehnung des Meeres in Europa zu dieser Zeit des Miozäns ist auf der Karte pag. 204 dargestellt.)

5. Die miozänen Meeresbuchten in Westeuropa.

Zu derselben Zeit, da das Mittelmeer quer durch Mitteleuropa von der heutigen Rhône-mündung den Alpen und Karpathen entlang bis zum Kaspisee reichte, drang im nördlichen Europa das Meer an keiner Stelle über die heutigen Küsten vor. Erst in Schleswig-Holstein, Jütland und dem breiten norddeutschen Tieflande bis Holland erscheinen miozäne Meeresbildungen; der Südrand dieser Bucht, der norddeutschen Miozänbucht, wird durch die Meeressande von Antwerpen bezeichnet.

An der Westküste Frankreichs greift das Miozänmeer weit in das Mündungsgebiet des Loireflusses hinein (Loirebecken); weiter im Süden bezeichnet das Mündungsgebiet der Garonne eine zweite Meeresbucht zwischen Bordeaux und Dax (Garonnebecken).

Noch weiter im Süden greift das Meer im heutigen Mündungsgebiet des Tajo in das Land ein (Tajobecken).

Endlich zieht sich im äußersten Süden Spaniens eine westöstlich verlaufende Meerestraße quer durch das Land, etwa durch den Lauf des Guadalquivirflusses bezeichnet; diese Guadalquivirstraße stellt die Verbindung zwischen dem Mittelmeere und dem Atlantischen Ozean her. Die Meerenge von Gibraltar war zu dieser Zeit noch Festland; weiter im Süden bestand eine zweite Verbindung zwischen Atlantischem Ozean und Mittelmeer und ein großer

Teil von Nordwestafrika (Marokko und Tunis) war Meeresboden, aus welchem eine Inselkette auftrat; der nordafrikanische Archipel.

Das heutige Ägäische Meer war in der Miozänzeit festes Land; das Schwarze Meer stand nirgends mit dem Mittelmeere in Verbindung; wenigstens sind bisher auf den Inseln des Ägäischen Meeres, in Griechenland und Kleinasien noch keine Anhaltspunkte für eine solche miozäne Meeresstraße entdeckt worden.

6. Das sarmatische Meer.

Im oberen Miozän vollziehen sich in Mitteleuropa wichtige Veränderungen in der Meeresbedeckung. Die Verbindung des pannonischen Meeres mit dem Mittelmeere längs des Alpenrandes wird unterbrochen und das pannonische Becken somit abgeschnürt.

Diese Abtrennung hatte wichtige und tiefgreifende Veränderungen der Tierwelt dieses Wasserbeckens im Gefolge. Der Salzgehalt änderte sich; stellenweise wurde das weite Becken durch die einmündenden Flüsse und Ströme ausgesüßt; die meisten an einen bestimmten Salzgehalt gebundenen Meerestiere starben aus. Vereinzelt überlebten den Untergang der meisten marinen Formen; dagegen nahmen jene Konchyliengattungen in dem verarmenden Meere überhand, welche in brackischem Wasser zu leben gewohnt sind, wie die Gattung *Cerithium*. Unter den häufigeren Muscheln dieser Schichten ist *Cardium plicatum* (Fig. 165, 4) zu nennen.

Diese Konchylien vermehrten sich unter den neuen Verhältnissen ungewöhnlich rasch und traten schließlich in so ungeheuren Mengen auf, daß sie geradezu gesteinsbildend erscheinen.

Die Cerithiensandsteine der Hohen Warte und der Türkenschanze in Wien, vom Rosenhügel und bei Atzgersdorf südlich von Wien bestehen aus den Steinkernen von Millionen dieser Cerithiengehäuse (Fig. 60). Die Schneckengehäuse wurden langsam durch das im Sande zirkulierende Wasser aufgelöst und der nunmehr dem Wasser beigemengte Kalk diente wieder als Verfestigungsmittel des Sandes, bis aus demselben ein harter und als Baustein verwendbarer Sandstein wurde.

Dieses Becken mit der von der mediterranen Meeresfauna ganz verschiedenen Tierwelt war wohl vom Mittelmeere abgeschnitten, gegen Osten aber weit ausgedehnt und reichte bis zum Aralsee. Diese Bildungen werden nach ihrem Vorkommen in der sarmatischen Tiefebene auch als sarmatische Bildungen bezeichnet.

Sarmatische Tegel werden in Nußdorf, Heiligenstadt und Hernals in Wien in Ziegeleien abgebaut.

Die tiefgreifenden Veränderungen der Tierwelt des innerösterreichischen Beckens, das zu einem Binnensee geworden war, ließen die Landtiere unberührt. Dieselben Landsäugetierreste, welche sich in den mediterranen Miozänbildungen finden, treten auch in den sarmatischen Bildungen auf.

7. Der Rückzug des Meeres aus Europa im Pliozän.

Im unteren Pliozän schreitet der schon im oberen Miozän beginnende Rückzug des Meeres aus Europa fort. Im mittleren Pliozän rückt das Meer wieder über seine Ufer vor, ohne aber im entferntesten die Ausdehnung wie zur Miozänzeit zu erreichen.

In diese Zeit fallen die Ablagerungen von Sanden, Konglomeraten und Mergeln an der englischen und belgischen Küste, welche in ihrer Gesamtheit als „Crag“ bezeichnet

werden. Die in ihnen enthaltenen Tierreste beweisen, daß sie in einem kühleren Meere als der heutigen Nordsee abgelagert wurden. Tropische Formen fehlen gänzlich; auch in Mittel- und Südeuropa muß die Meerestemperatur im Vergleiche zum Miozänmeere stark vermindert gewesen sein, war aber immerhin noch höher als an der englisch-belgischen Küste.

Die Riffkorallen sind im Pliozän vollständig aus den europäischen Meeren verschwunden und kehren seitdem nicht wieder.



Fig. 163. Kolonie von Meereicheln (Balanen) aus dem Pliozän von Asti in Oberitalien.
($\frac{1}{2}$ der natürlichen Größe)
Original im Paläontologischen Institut der Wiener Universität.

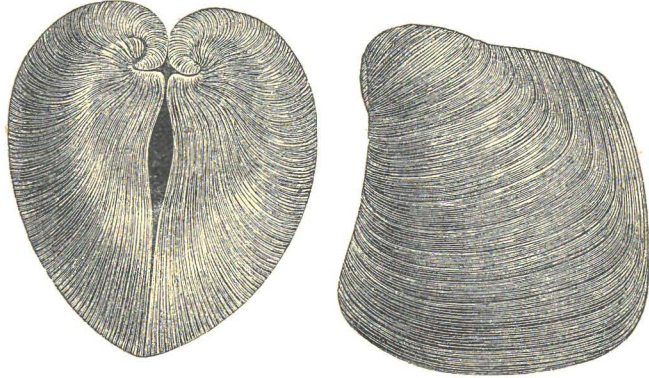


Fig. 164. *Congeria subglobosa*, ein Zweischaler aus den unterpliozänen Congerenschichten des Wiener Beckens.
($\frac{2}{3}$ der natürlichen Größe.)
(Nach M. Hoernes.)

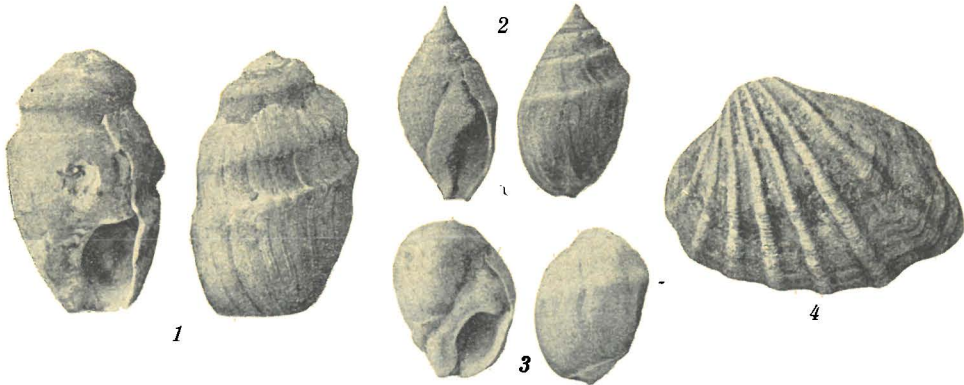


Fig. 165. Konchylien aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens.
(Natürliche Größe.)

1. *Melanopsis Martiniana* (Congerenschichten), 2. *M. impressa* (Congerenschichten), 3. *M. vindobonensis* (Congerenschichten), 4. *Cardium plicatum* (Sarmatische Schichten).

Originale im paläontologischen Institute der Wiener Universität.

Im oberen Pliozän nähert sich der Charakter der Meeresfauna immer mehr der heutigen; immer größer wird die Zahl der noch heute lebenden Arten.

8. Die Congerienseen Osteuropas.

Der große sarmatische Binnensee zerfiel im Unterpliozän in viele größere und kleinere Einzelseen, welche süßes oder schwach gesalzenes Wasser ent-

hielten. Sie erstreckten sich aus der Gegend von Wien durch das heutige pannonische Tiefland nach Serbien, Siebenbürgen und Rumänien bis zum Schwarzen Meere und Kaspisee.

Diese Ablagerungen werden nach dem Schwarzen Meere (Pontus Euxinus) als pontische Ablagerungen oder wegen des massenhaften Auftretens der Muschelgattung *Congeria* (Fig. 164) als Congerienschichten bezeichnet.

(Unter den übrigen Konchylien der Congerienschichten spielen Arten der Muschelgattung *Cardium* [*Cardium apertum*] und Arten der Schneckengattung *Melanopsis* [*Melanopsis impressa*, *M. Martiniana*, *M. vindobonensis*] eine wichtige Rolle. *Melanopsis* lebt in süßem und brackischem Wasser, *Cardium* im Meere und in brackischem Wasser.) (Fig. 165.)

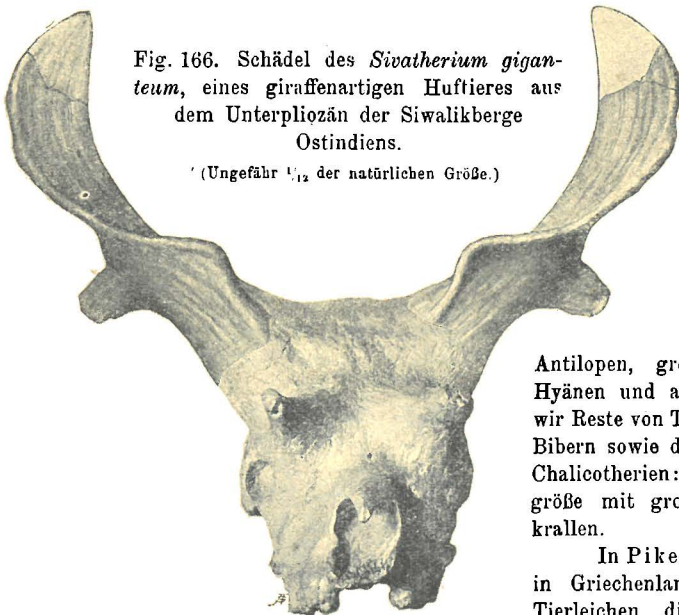
Ein größerer Binnensee, der noch heute den Charakter eines Sees aus der Zeit der Congerienschichten bewahrt hat, ist der Kaspisee, in welchem noch heute die Congerien und Cardien fortleben.

9. Die Pikermifauna.

Unter den Landtieren sind an der Wende der Miozän- und Pliozänzeit wichtige Veränderungen eingetreten. In den Congerienschichten treten uns ganz andere Säugetiere als in den sarmatischen Schichten entgegen; es erscheinen andere Nashörner, andere Mastodonten, andere Dinotherien und neben den schon vorhandenen Formen

Fig. 166. Schädel des *Sivatherium giganteum*, eines giraffenartigen Huftieres aus dem Unterpliozän der Siwalikberge Ostindiens.

(Ungefähr $\frac{1}{12}$ der natürlichen Größe.)



gruppen neu eingewanderte Gattungen und Arten: das dreizehige Pferd (*Hipparion*), Giraffen, Antilopen, große säbelzählige Tiger, Hyänen und andere. Vereinzelt finden wir Reste von Tapiren, Stachelschweinen, Bibern sowie die eigentümlichen großen Chalicotherien: Huftiere von Nashorngröße mit großen Scharr- und Grabkrallen.

In Pikermi unweit von Marathon in Griechenland liegen tausende von Tierleichen dieser Zeit zusammengeschwemmt; wir nennen daher diese Säugetiergesellschaft die Fauna von Pikermi.

Weit nach Osten, bis Persien, Ostindien und China läßt sich diese Fauna verfolgen; in Asien treten merkwürdige große, giraffenartige Huftiere mit mächtigen Stirnzapfen, wie *Sivatherium giganteum*, auf, welches die Größe und Gestalt eines Nashorns besaß (Fig. 166)

10. Die Paludinenseen Südeuropas.

Langsam verschwinden die Congerienseen aus Mitteleuropa; große Ströme treten an ihre Stelle, die ungeheure Schottermassen ablagernd wie im

Marchfeld in Niederösterreich. In Südeuropa entstehen weite Seen, die von zahllosen Schnecken der Gattung *Paludina* und *Vivipara* bewohnt werden. Aus der Gegend von Wien lassen sich diese Paludinenschichten über Dalmatien durch Südeuropa und Vorderasien bis China und Nordamerika verfolgen, und so wie das Kaspische Meer das Bild eines Congeriensees der pontischen Zeit darbietet, stellt der See von Talifu in China einen bis in die Jetztzeit erhaltenen Paludinensee dar.

Noch immer ist das Ägäische Meer Festland, auf dem sich weite Süßwasserseen ausdehnen. Erst in der Eiszeit erfolgt der Einbruch des Ägäischen Meeres und damit die Herstellung der Verbindung des Schwarzen Meeres mit dem Mittelmeere.

II. Die jungtertiären Braunkohlenbildungen Mitteleuropas.

Während im Miozän die Meereswogen den Außensaum der Alpen und Karpathen bespülten und sich über das heutige pannonische Tief-

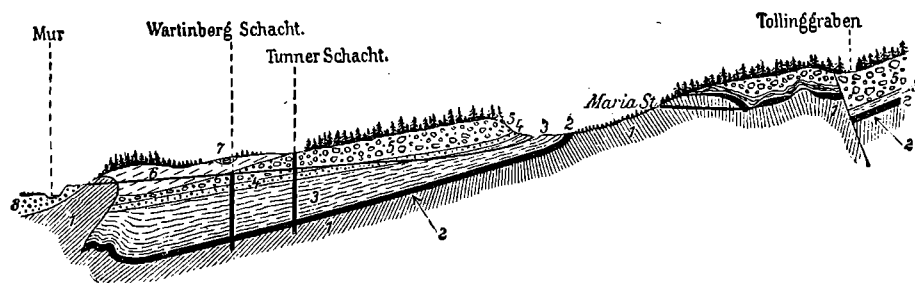


Fig. 167. Braunkohlenflöz von Leoben.

(Nach H. Höfer.)

1. Altpaläozoischer Phyllit (Grundgebirge). 2. Das miozäne Braunkohlenflöz. 3. Schieferton mit Pflanzen (Blätter, Früchte, Blüten; 44 Arten Kryptogamen, 26 Gymnospermen, 20 Monokotyledonen, 321 Dikotyledonen), Fischen und Käfern. 4. Sandstein. 5. Konglomerat. 6. Sandstein; an seiner Basis zahlreiche Säugetiere (Nashörner, Dinotherien, Mastodonten, Hirsche, Schweine, Moschustiere, Biber, Insektenfresser, Marder, Bären). 7. Konglomerat.

land eine weite, nur von einzelnen Inselreihen unterbrochene Wasserfläche ausdehnte, erstreckten sich in Böhmen und Steiermark weite Sümpfe, in denen sich Braunkohlen bildeten. Solche Braunkohlenlager finden sich an zahlreichen Orten Böhmens; sie sind in großen Seen entstanden, in welchen sich auch Sande, Konglomerate und Breccien niederschlugen.

Die miozänen Braunkohlen von Pitten in Niederösterreich, Leoben (Fig. 167), Görtschach und Eibiswald in Steiermark enthalten die Reste zahlreicher Säugetiere. Insbesondere sind die Kohlenlager von Görtschach durch den Reichtum an derartigen Resten berühmt geworden.

5. Das Klima Europas in der Miozänzeit.

Mitteleuropa bot in der Miozänzeit einen Anblick wie der indo-malaische Archipel in der Gegenwart. Zweifellos muß das Klima wärmer gewesen sein als heute; dafür spricht die Tierwelt des Landes und des Meeres, vor allem aber die Flora.

Hoch im Norden sind aus Gesteinen miozänen Alters Pflanzen bekannt geworden, die heute auf südlichere Breiten beschränkt sind. Wir kennen aus Island, Grönland, Grinnell-Land, Spitzbergen und Nordkanada etwa 363 miozäne Pflanzenarten; der nördlichste Fundort liegt in Grinnell-Land bei 81° 45' nördlicher Breite. Wir finden hier das *Taxodium distichum*, die Sumpfyzypresse, die wir aus den Braunkohlenlagern Österreichs kennen gelernt haben und die heute noch in den virginischen Swamps gedeiht; Fichten, Kiefern, Eiben neben Pappeln, Ulmen, Birken, Linden, Schneeballenbäumen bildeten Waldbestände und in den Seen blühte die Seerose.

Auch in Spitzbergen sind unter dem 78.° nördlicher Breite Sumpfyzypresen neben Resten des Mammutbaumes (der kalifornischen *Sequoia*) und Zypressen entdeckt worden. Eichen, Platanen, Ulmen, Nußbäume, Magnolien, Ahorne, Pappeln herrschen vor, Weiden sind selten; Weißdorn, Haselstrauch, Schneeballsträucher und andere Büsche bilden das Unterholz.

Unter 70° nördlicher Breite treffen wir in Nordgrönland eine Flora von bereits südlicherem Charakter an. Unter den 169 Arten finden wir Magnolien, Kastanien, den Gingkobaum, großblättrige Eichen, Weinreben, Platanen, kurz eine Flora, die auf ein Klima deutet, wie es heute am Genfersee herrscht.

Aber auch aus Island, Nordkanada (unter 65° nördlicher Breite), Ostsibirien, Alaska, Kamtschatka und Sachalin sind miozäne Floren bekannt geworden, die auf ein weit wärmeres Klima deuten, als es heute in diesen Regionen herrscht. Heute hat Grinnell-Land — 20° C. Jahrestemperatur.

Jedenfalls geht aus diesen Tatsachen hervor, daß der Nordpol im Miozän nicht eine so ausgedehnte Eiskappe trug wie heute.

Die Quartärformation.

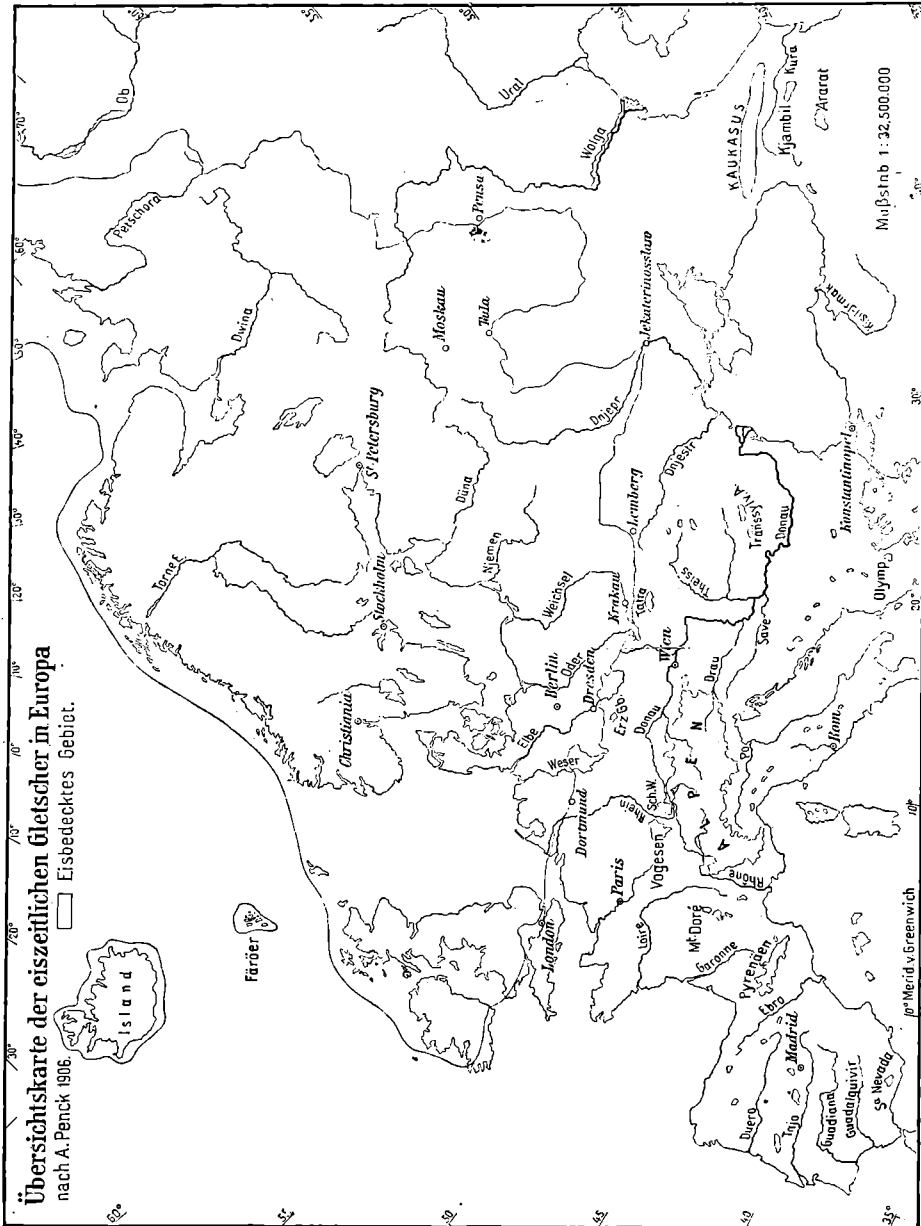
I. Die Gliederung der Quartärformation.

Noch in der Tertiärformation haben weitgehende Veränderungen in der Oberflächengestalt der Festländer und tiefgreifende Verschiebungen des Meeresspiegels stattgefunden. Je mehr wir uns aber der Gegenwart nähern, desto ähnlicher werden die Umrisse und die Gestalt der Festländer jenen der Gegenwart. Und in demselben Maße, als das Antlitz der Erde seine heutigen Formen anzunehmen beginnt, verändert sich auch Schritt für Schritt der Gesamtcharakter der Tier- und Pflanzenwelt, so daß wir am Ausgange der Tertiärformation bereits eine große Zahl von Tier- und Pflanzengattungen vorfinden, die noch heute leben.

Aber noch einmal treten Ereignisse in der Erdgeschichte ein, die große Veränderungen im Klima, namentlich im Klima Europas und Nordamerikas herbeiführen. Der größte Teil Nordeuropas und Nordamerikas, die großen Gebirge Europas, in erster Linie die Alpen — dieses ganze ungeheure Gebiet erstarrt unter einer mächtigen Eisdecke und alles Leben verschwindet aus diesen vereisten Regionen. Man nennt diesen Zeitabschnitt der Erdgeschichte die **Eiszeit** oder das Plistozän, welcher der **Gegenwart** oder dem Holozän unmittelbar vorangeht.

2. Europa im Höhepunkt der eiszeitlichen Vergletscherung.

Die Spuren, welche ein Gletscher in dem von ihm überströmten Gebiete nach seinem Abschmelzen zurückläßt, sind so außerordentlich bezeichnend, daß



wir imstande sind, die ehemaligen Grenzen der eiszeitlichen Vergletscherung mit voller Sicherheit festzustellen. Grundmoränen und Endmoränen, Glet-

scherschcliffe und Rundhöckerformen, die gekritzten Geschiebe und die erratischen Blöcke, alle diese Erscheinungen sind vollgültige Zeugen für die ehemalige Anwesenheit von Gletschereis.

Die Spuren der eiszeitlichen großen Vergletscherung reichen weit nach Süden. Von der Vancouverinsel am Pazifischen Ozean zieht sich die Südgrenze der großen nordamerikanischen Eisdecke in einem großen Bogen dem Missouri entlang bis St. Louis, wo sie den 38. Breitengrad erreicht; von hier zieht sie längs des Ohioflusses nach Osten bis nach New York. In Nordamerika lagen also noch Gebiete unter der Eisdecke, die dem Breitengrad von Lissabon und Palermo entsprechen.

In Europa waren ganz Skandinavien, die Ostsee und Nordsee, England und Irland, Westrußland und Norddeutschland unter der Eisdecke begraben. Die Endmoränen dieses riesigen Gletschers, der von den skandinavischen Bergen nach Süden und Osten abströmte, laufen von Südirland und Südengland nördlich von Bristol, Oxford und London hinüber nach Holland, ziehen, das Harzgebirge umfassend, quer durch Deutschland bis zum Thüringerwald und den Sudeten, treten in Schlesien und Westgalizien bis an den Karpathenrand heran und setzen sich weiter nach Osten nach Südrußland fort. Sie umfassen, von hier aus nach Norden abbiegend, den nördlichen Teil des Ural und enden in der Samojedentundra.

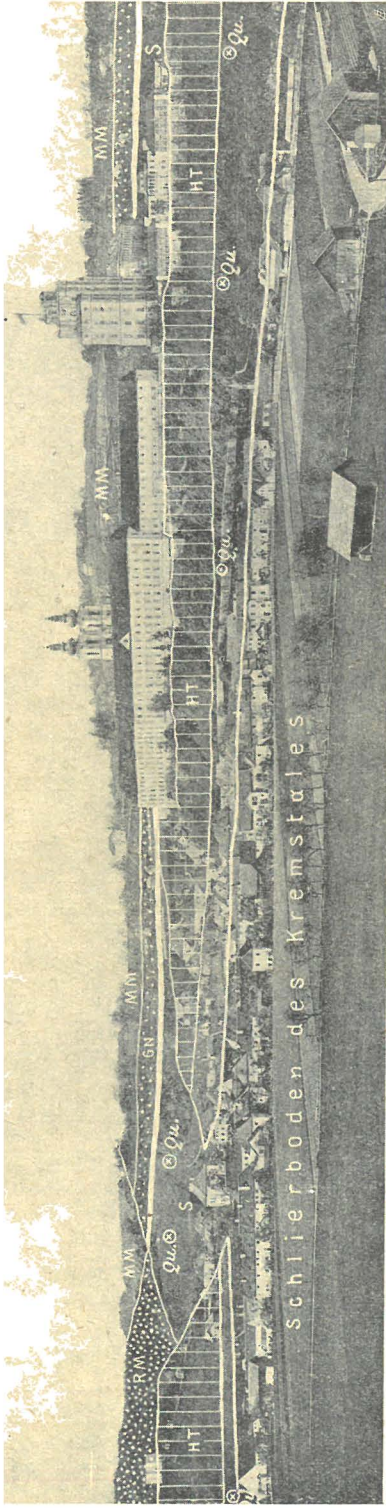
Diese ungeheuren Eismassen, welche Nordeuropa und Nordamerika bedeckten und die wir als **Inlandeis** bezeichnen, waren ebenso in steter Bewegung wie die heutigen Alpengletscher; freilich rückte das Eis auf den weiten Ebenen sehr langsam vor. Man hat berechnet, daß der Transport der erratischen Blöcke auf der Eisoberfläche aus der skandinavischen Heimat bis nach Holland etwa 10.000 Jahre gedauert hat.

3. Die Vergletscherung der Alpen in der Eiszeit.

Fast in allen Haupttälern der Alpen zogen in der Eiszeit riesige Gletscher herab, welche weit in das heutige Alpenvorland eindringen und am Außensaume der Alpen zu mächtigen Eismassen verschmolzen.

Ein Beispiel für die große Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher am Nordabfalle der Alpen ist der Kremsgletscher in Oberösterreich.

Während sich heute in dem Gebiete der nördlichen Kalkalpen vom Toten Gebirge bis zum Sengengebirge kein Gletscher ausdehnt, war dieser Gebirgstheil im Zeitpunkte der höchsten Vergletscherung unter einer mächtigen Eisdecke begraben. Ein viele hundert Meter mächtiger Eisstrom zog vom Westen her durch das Ennstal herab und entsandte einen Seitenarm über den Pyhrnpaß nach Windischgarsten. Von allen Höhen der Prielgruppe zogen größere oder kleinere Eisströme zutal; der größte füllte das heutige Kremstal aus und schüttete in einem großen Bogen, der von Pettenbach im Almtale bis nach Kremsmünster, Bad Hall und Waldneukirchen in Oberösterreich reicht, seine mächtigen Endmoränen auf (Fig. 169). In der Grundmoräne dieses mächtigen Gletschers trifft man allenthalben geschrammte und gekritzte Geschiebe, während weiter gegen das Gebirge zu die Rundhöckerformen des alten Gletscherbodens uns entgegentreten. An vereinzelt Stellen liegen in Mulden zwischen Rundhöckern, die der Gletscher ausgeschliffen, kleine Seen und viele derselben sind an der Talseite durch einen halbkreisförmigen Wall, eine kleine Endmoräne abgeschlossen, wie der Almsee, die Ödseen, der Gleinkersee bei Windischgarsten, der Laudachsee bei Gmunden und viele andere. Diese kleinen Seen bezeichnen die Ausdehnung der letzten Gletscherreste vor ihrem gänzlichen Verschwinden in diesem Gebiete.



Südwest

Nordost

Fig. 169. Die Moränenlandschaft und die Flußterrassen im Kremstale bei Kremsmünster in Oberösterreich.

(Auf Grundlage einer von Herrn Prof. P. Leonhard Angerer in Kremsmünster zur Verfügung gestellten Photographie.)

Erklärung.

Die Grundlage der ganzen Gegend wird von einer wasserundurchlässigen miozänen Meeresbildung, dem Schlier (S), gebildet. An dessen oberer Grenze, gegen die wasserdurchlässigen Schotter, treten an verschiedenen Stellen Quellen (Qu) aus. Über dem Schlier folgt als älteste Quarablägerung der „alte Deckenschotter“ und darüber „weiße Nagelfluh“ (im Bilde ein dicker weißer Streifen). Darüber liegt die „graue Nagelfluh“ (GN), in welcher bei Wolfgangstein (etwas weiter im Norden, auf dem Bilde nicht mehr sichtbar) die geologischen Orgeln zu sehen sind (Fig. 29). Die graue Nagelfluh ist die Ablagerung eines Gletscherbaches; die darüber liegenden Moränen (MM), die stellenweise mit der grauen Nagelfluh abwechseln, gehören derselben Vergletscherungsperiode an. — Nach einer Rückzugsperiode des Gletscheres erfolgte wieder ein Vorstoß des Gletschers nach Norden; seine Endmoräne (RM) reicht aber nicht mehr so weit nach Norden als in der vorhergehenden Vergletscherungsperiode. Von gleichem Alter wie die Moräne RM sind die Schotter und Konglomerate der Hochterrasse (HT); man sieht deutlich, wie zu dieser Zeit der Talboden des Kremstales bereits viel tiefer liegt als zur Zeit der Ablagerung der grauen Nagelfluh GN. Noch tiefer liegt der heutige Boden des Kremstales.

4. Die eiszeitlichen Gletscherschwankungen.

Die Alpengletscher sind in ihrem Vordringen und ihrem Rückzug gegenwärtig bestimmten Schwankungen unterworfen; in einem Zeitraum von etwa 35 Jahren stoßen sie vor, erreichen ihren Hauptstand und ziehen sich wieder zurück. Während es sich aber heute um Schwankungen von einigen hundert Metern Gletscherlänge handelt, waren die Schwankungen in der Eiszeit weit bedeutender. Bald schoben sich die Alpengletscher weit in das Vorland hinaus, bald zogen sie sich in das Hochgebirge zurück. Wir unterscheiden in der Eiszeit vier große Vorstöße der Alpengletscher, die durch Zwischeneiszeiten oder Interglazialzeiten getrennt sind; außerdem sind noch kleinere Schwankungen an verschiedenen Stellen der Alpen nachgewiesen.

Nach der Hauptvergletscherung in der Mitte der Eiszeit folgte eine warme Periode, die letzte große Zwischeneiszeit. In dieser umhüllten sich die Berge mit ihrem Verwitterungsschutte, der stellenweise zu einer festen Gehängebreccie verkittet ist. In Zwischenlagen einer solchen Breccie bei Hötting in der Nähe von Innsbruck hat man eine interglaziale Flora aufgefunden, die auf ein wärmeres Klima hindeutet, als es heute in dieser Gegend herrscht.

5. Die Flora Mitteleuropas in der Eiszeit.

Die Flora der interglazialen Höttinger Breccie bei Innsbruck besteht aus 41 Arten; 29 dieser Arten leben noch heute in demselben Gebiet, aber unter den übrigen fällt besonders der immergrüne Buchsbaum (*Buxus sempervirens*) und eine großblütige Alpenrose (*Rhododendron ponticum*) auf, die den Alpen heute fehlt und auf die Gebirge um das Schwarze Meer und vereinzelte Punkte in Spanien und Bulgarien beschränkt ist.

Das eisfreie Gebiet zwischen dem Südrande des nordeuropäischen Inlandseises und dem Nordrande der Alpengletscher bot während der Hauptvergletscherung wahrscheinlich dasselbe Bild wie die baum- und strauchlosen sibirischen Moossteppen oder Tundren der Gegenwart.

Das Hochgebirge war nicht wie heute mit den prächtigen, großblütigen und farbenprächtigen Alpenblumen besiedelt; das Eis hatte diese Flora hinunter in die Ebenen vertrieben und in den Niederungen blühten damals die Auri- keln, der großblumige Enzian und die Alpenröschen.

Von Norden her jagte das nach Süden sich vorschiebende Inlandeis die Pflanzen der skandinavischen Berge vor sich her und die nordischen Pflanzen mußten sich auf diese Weise mit den alpinen vermischen. Bei dem Rückzug der Gletscher nach Anbruch einer wärmeren Zeit zog sich die nunmehr vermischte Flora teils in die Alpen, teils in die nordischen Berge zurück. Daher finden wir in der heutigen Alpenflora nordische Pflanzen wie die Zwergbirke (*Betula nana*), zahlreiche nordische Gräser, die Silberwurz (*Dryas octopetala*), einen Knöterich (*Polygonum viviparum*) und die Bärentraube (*Arctostaphylos uva ursi*).

Bei dem Rückzuge der Alpengletscher in das Hochgebirge in der letzten großen Zwischeneiszeit verschwanden die Tundren im Alpenvorland und Steppen traten an ihre Stelle. Die Grundmoräne wurde frei, die Eisflora zog sich, den Gletschern folgend, ins Gebirge zurück und es entstanden weite Sand- und Lehmebenen, über welche Staubstürme dahinfegten, die den Hochwasser-

schlamm der Flußtäler verwehten. So entstand in diesem weiten Gebiete der Löß; in die Lößsteppen wanderten von Osten her Steppentiere ein, wie sie in der Gegenwart die südrussischen Steppen bewohnen. Vereinzelt leben noch heute Steppentiere aus jener Zeit in der Nähe von Wien auf dem Bisamberg und im Marchfeld, die letzten Zeugen eines ehemaligen Steppenklimas in Niederösterreich.

In einer Ziegelei in Heiligenstadt (Wien) wurde vor Jahren ein Mammutschädel gefunden, der in einer aus Sumpfmossen (*Hypnum aduncum*) gebildeten Sumpfschichte halb begraben war. Das Mammut ist hier eingebettet worden, als sich noch Tundren in diesem Gebiete ausdehnten.

In der Hirnhöhle des Mammutschädels fanden sich zahlreiche Reste kleiner Nagetiere, die als Steppenbewohner zu betrachten sind. Der in der Sumpfschichte liegende Mammutschädel war im Laufe der Zeit trockengelegt worden und in seinen Höhlungen siedelten sich Nager an, welche nicht in Sümpfen, sondern in der Steppe zu hausen pflegen; dann wurden auch ihre Leichen samt dem großen Mammutschädel durch den Lößstaub zugedeckt und unter einer mächtigen, während des Steppenklimas gebildeten Lößschichte verweht.

6. Der Einbruch des ägäischen Festlandes.

Noch im Jungtertiär war das Ägäische Meer Festland. Weite Paludinenseen dehnten sich zwischen Griechenland und Kleinasien aus und das Schwarze Meer stand noch nicht mit dem Mittelmeere in Verbindung.



Fig. 170. Backenzahn des Mammut (*Elephas primigenius*) aus Galizien.
Schräg gestellt, um sowohl die Kaufläche als den Aufbau des Zahnes aus zahlreichen dünnen Lamellen zu zeigen. ($\frac{1}{3}$ der nat. Größe.)
Original in der Geologischen Staatsanstalt.

Zuerst bricht in der Eiszeit der südliche Teil dieses Festlandes ein und sinkt in die Tiefe. Das Meer dringt über Milos, Rhodus und Kos nach Norden vor; Vulkane erhoben sich auf den Spalten wie die Insel Santorin, welche zu der Vulkanreihe der Zykladen gehört, und Erdbeben erschüttern noch heute dieses Gebiet.

Endlich sinkt das ganze ägäische Festland, zu Schollen zerbrochen, in die Tiefe und durch die Dardanellen dringt das Mittelmeer in das Schwarze Meer ein, das vor dieser Zeit ein großer Binnensee gewesen war, so wie es der Kaspisee noch heute ist, dessen Spiegel 26 m unter jenem des Schwarzen Meeres liegt.

7. Die Tierwelt Europas, Asiens und Nordamerikas in der Eiszeit.

Das weitaus häufigste große Säugetier der Eiszeit ist das Mammut (*Elephas primigenius*). In seiner ganzen Gestalt dem indischen Elefanten ähnlich, unterscheidet sich das Mammut von ihm vor allem durch das dichte, lange, rotbraune Haarkleid und die außerordentlich großen Stoßzähne des Zwischenkiefers, die 4 m Länge erreichten. Die Rückenhöhe des Tieres betrug ungefähr ebensoviel. Die Backenzähne sind ungemein groß und plump und erreichen ein Gewicht von 8 kg. Sie bestehen aus dicht aneinanderliegenden

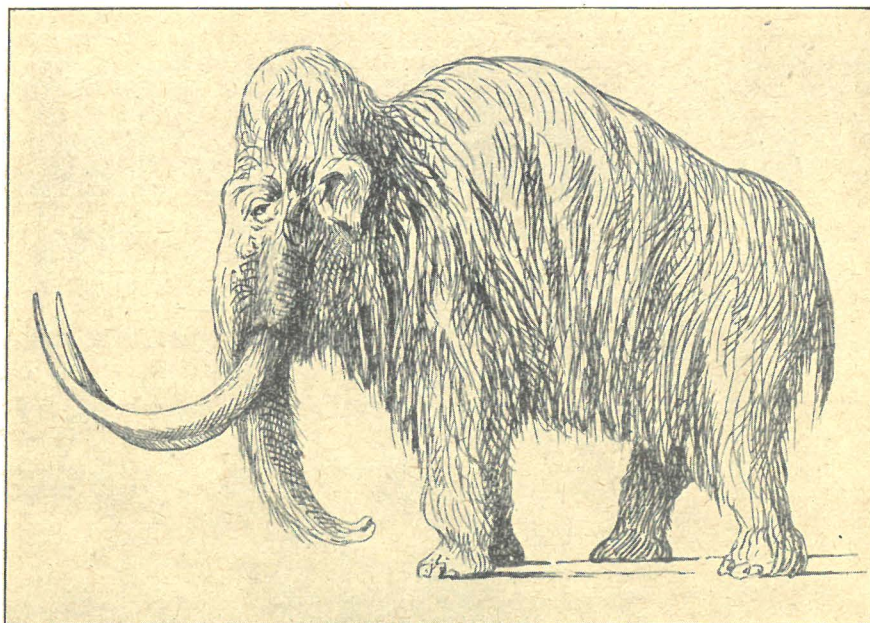


Fig. 171. Das Mammut (*Elephas primigenius*) aus der Eiszeit.

(Nach der Rekonstruktion von O. Abel, 1912.)

Schmelzscheiben, deren Zahl an den letzten Mahlzähnen bis auf 30 steigen kann (Fig. 170).

Stellenweise sind in Sibirien die Mammutleichen so häufig, daß nach den Stoßzähnen gegraben wird, um sie als Elfenbein in den Handel zu bringen. Ungefähr der dritte Teil alles in den Handel gebrachten Elfenbeins stammt von Mammutzähnen.

Im Eisboden Sibiriens liegen viele hundert Mammutleichen mit Haut und Haaren eingefroren; dann und wann taut ein solcher Kadaver aus dem Eise auf, dessen Fleisch noch von Wölfen und Tungusenhunden verzehrt wird.

Die Nahrung des Mammut bestand aus Zweigen und Trieben von Nadelhölzern, Zwergbirken und Weiden, wie wir aus den im Magen noch erhaltenen Futterresten wissen.

Weitaus größer als das Mammut war der Urelefant (*Elephas antiquus*), das größte Landsäugetier aller Zeiten; seine Rückenhöhe betrug 5 m

and ebensolang wurden seine Stoßzähne, die nicht so stark gekrümmt waren wie beim Mammut. Im Gegensatz zum Mammut war der Urelefant wahrscheinlich unbehaart.

Während das Mammut über Nordamerika, Nordasien und Nord- und Mitteleuropa verbreitet war, besitzt der Urelefant eine weit geringere Verbreitung. Er ist vorwiegend auf den südlicheren Teil Europas beschränkt und ging nicht weiter nördlich als bis nach England.

Der eiszeitliche Mensch hat das Mammut gejagt; wir besitzen auch Zeichnungen des Mammut von prähistorischen „Künstlern“, und zwar sind die besten Funde, ein Stoßzahnfragment des Mammut mit darauf eingritzter Zeichnung und eine sehr charakteristische Skizze an einer Höhlenwand, im Vézèreetal in Südfrankreich gemacht worden.

Auf einzelnen Mittelmeerinseln wie auf Sizilien, Malta, Sardinien, Kreta, Cypern finden sich in Knochenhöhlen Reste von Zwergelafanten aus der Eiszeit. Diese verkümmerten Formen wurden höchstens 2 m' hoch, erreichten aber meistens nur die Größe eines Kalbes; *Elephas Falconeri* hatte eine Rückenhöhe von 1 m. Zweifellos gehören alle diese kleinen Elefanten zu den Resten der Tierwelt jener Zeit, in der die Inseln noch mit dem Festlande verbunden waren und ein Wandern der Säugetiere ermöglichten. Sie sind dann ebenso zu Zwerggrassen verkümmert wie die Ponies der Shetlandsinseln und die Zwergpferde von Sardinien, eine Erscheinung, die bei einer Isolierung auf Inseln auch bei gezähmten Tieren häufig zu beobachten ist.

Neben dem Mammut lebte während der letzten Vergletscherungsperiode in Europa und Asien das wollhaarige Nashorn mit verknöchelter Nasenscheidewand (*Rhinoceros antiquitatis*). Im sibirischen Eisboden sind einzelne Kadaver mit wohlerhaltener Haut gefunden worden (Fig. 172). Das vordere große Horn erreichte eine Länge von 133 cm, während der Schädel nur 75 cm lang war.

Nach Südeuropa und Nordamerika ist das wollhaarige Nashorn, dessen Nahrung wie die des Mammut aus den Zweigen von Nadelhölzern und Weiden bestand, nicht vorgedrungen.

Durchaus fremdartig erscheint uns das riesige *Elasmotherium sibiricum*, dessen Schädel 1 m Länge erreichte und durch einen ungeheuren Buckel auf dem Stirnbein auffällt, welcher zweifellos ein großes Horn trug. Das Tier gehört zu der Familie der Nashörner und ist von Sibirien bis zum Mittelrhein in der Eiszeit verbreitet gewesen, hat aber zu den selteneren Säugetieren gehört (Fig. 173). Man hat vermutet, daß das *Elasmotherium* noch in historischer Zeit lebte, da Berichte der Tungusen von riesigen schwarzen Stieren



Fig. 172. Der Schädel des wollhaarigen Nashorns (*Rhinoceros antiquitatis*), etwa 75 cm lang, mit erhaltener Haut, Auge, Schnauze, Ohren und Fellresten, aus dem sibirischen Landeis.
(Nach Schrenck.)



Fig. 173. Der Schädel des eiszeitlichen Riesennashorns (*Elasmotherium sibiricum*) von Sorepta an der Wolga. Schädellänge 1 m. Der mächtige Stirnhöcker trug jedenfalls ein Horn von ungeheurer Größe.
(Nach dem Gipsabgusse im paläontologischen Institute der Wiener Universität.)

mit einem einzigen großen Horne auf der Stirne erzählen, die früher in ihrem Lande lebten.

Ein großes Nilpferd (*Hippopotamus major*), ein Verwandter des afrikanischen Flußpferdes, war in der Eiszeit bis nach England verbreitet und findet sich namentlich in Südeuropa, fehlt aber in Nordeuropa.



Fig. 174. Der Riesenhirsch der Eiszeit (*Cervus euryceros*), rekonstruiert. Die Geweihenden erreichten einen Abstand von $3\frac{1}{2}$ m.

(Nach E. Fraas.)

Eines der auffallendsten Huftiere der Eiszeit war der Riesenhirsch (*Cervus euryceros*). In den irischen Torfmooren sind hunderte dieser Tiere begraben, deren Geweihe eine Spannweite von 4m erreichten. Der Riesenhirsch war ungefähr so groß wie ein starkes Pferd (Fig. 174).

Zu den am weitesten verbreiteten Eiszeittieren gehört der Höhlenbär (*Ursus spelaeus*). Diese riesigen Bären treten in europäischen Höhlen überaus häufig auf; sie übertrafen den Eisbären und den grauen Bären Nordamerikas bedeutend an Größe.

Der Höhlenbär war ein „Allesfresser“ und bevorzugte Pflanzenkost, wie aus der Art der Zahnabkautung hervorgeht; die Backenzähne alter Tiere sind bis zu den Wurzeln glatt abgeschliffen. Er unterscheidet sich vom braunen Bären namentlich durch die steil abfallende Stirn und das Fehlen der vorderen stiftförmigen Lückenzähne. Der Höhlenbär (Fig. 175) ist auf Europa beschränkt.

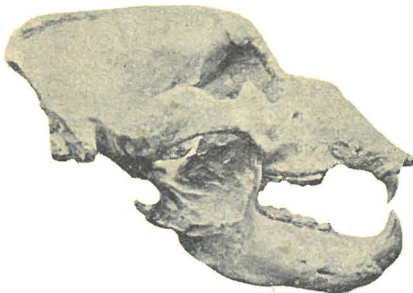


Fig. 175. Schädel des Höhlenbären (*Ursus spelaeus*), der den Eisbären und den Grislybären Nordamerikas an Größe übertraf.

Original im Muséum d' Histoire naturelle in Paris.

Sehr häufig sind im Plistozän Europas Höhlenhyänen, die mit der lebenden gefleckten Hyäne Afrikas (*Hyaena crocuta*) nahe verwandt sind, ferner Höhlenwölfe und Höhlenlöwen (*Felis spelaea*), welche dem heute lebenden Wüstenlöwen am nächsten stehen.

Unter den Rindern der Eiszeit Europas spielt der Urstier (*Bos primigenius*) und der Wisent oder Auerochs (*Bison europaeus*) eine wichtige Rolle.

Der Urstier ist der Stammvater des Pfahlbautenrindes und unseres Hausrindes; der europäische Wisent ist

in Europa gegenwärtig erloschen und kommt wild nur noch im Kaukasus vor.

Neben diesen Säugetieren lebten in der Eiszeit zahlreiche heute nordische Tiere in Mitteleuropa. Zu diesen gehört das Renntier (*Rangifer tarandus*), der Halsbandlemming, der Eisfuchs, der Vielfraß und der Moschusochs (*Ovibos moschatus*), welcher heute auf Grönland und das nordische Amerika beschränkt ist.

Unter den Steppentieren der europäischen Eiszeit sind zu nennen: die Saigantilope (*Saiga tatarica*), der Pferdespringer (*Alactaga jaculus*), das Steppenmurmel-

tier, das rötliche Ziesel, der Zwergpfeifhase und ein Steppenhamster, vor allem aber das große, kräftige Wildpferd (der Ahne der schweren europäischen Pferderassen) und der Wildeesel (oder Dschiggetai).

Die eiszeitliche Tierwelt **Nordamerikas** unterscheidet sich von der europäischen namentlich durch das Auftreten eines riesigen Mastodon (*Mastodon americanum*), einer Gattung, welche seit dem Pliozän in Europa völlig erloschen ist.

Weit verbreitet sind Wildpferde, welche aber mit den gleichalterigen in Europa nicht übereinstimmen. Bei der Entdeckung Amerikas durch die Europäer lebten weder in Nordamerika noch in Südamerika Wildpferde; das

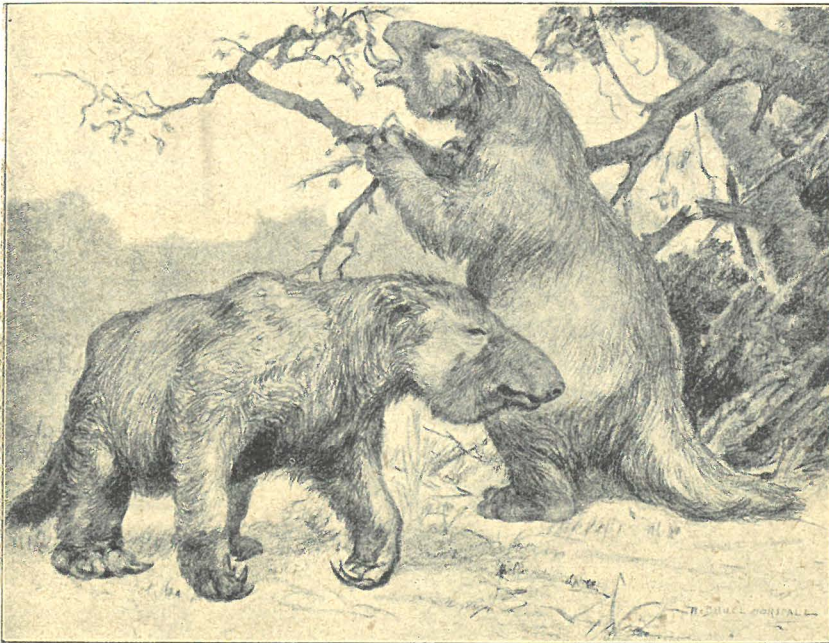


Fig. 176. Ein Riesenfaultier von Elefantengröße (*Megatherium*) aus dem Pliozän Südamerikas.
(Rekonstruktion von R. Bruce Horsfall; nach W. B. Scott, 1913).

Pferd wurde erst durch die Spanier wieder eingeführt. Von Nashörnern, Flußpferden, Höhlenbären und Höhlenhyänen sind in eiszeitlichen Ablagerungen Nordamerikas keine Spuren entdeckt worden.

8. Die pliozäne Säugetierwelt Südamerikas.

Ein höchst merkwürdiges Faunenbild tritt uns in den Säugetieren entgegen, die zu vielen Tausenden in dem Pampaslöß begraben liegen und die Zeitgenossen der nordischen Eiszeittiere sind.

Vor allem merkwürdig sind die Riesenformen aus der Gruppe der zahnarmen Säugetiere (*Xenarthra*). Die lebenden Faultiere sind kleine, baumbewohnende Tiere; ihre ausgestorbenen, gleichfalls pflanzenfressenden Verwandten erreichten Elefantengröße wie *Megatherium* (Fig. 176). Die Hinterbeine dieser Tiere sind außerordentlich plump und gedrunken; die Zehen waren mit langen und scharfen Krallen bewehrt. Etwas kleiner war das noch plumpere *Myloodon*; *Scelidotherium* endlich wird an Schwerfälligkeit und Plumpheit des Knochenbaues von keinem anderen Säugetier übertroffen.

Eines dieser großen Faultiere, *Grypotherium domesticum*, war nicht nur Zeitgenosse des Menschen, sondern ist von diesem auch durch Feuer und Rauch in seinen Schlupfwinkeln getötet und dort verzehrt worden. Dieses Tier war ungefähr 2 m lang. Auch unter den Glyptodonten, Formen aus der Verwandtschaft der Gürteltiere, treten im Plistozän Südamerikas Riesenformen auf. Während aber

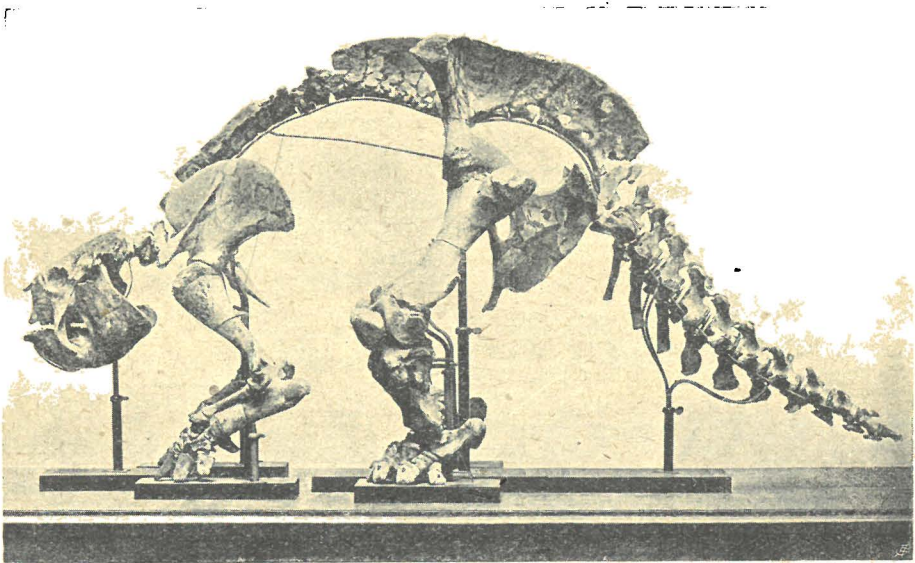
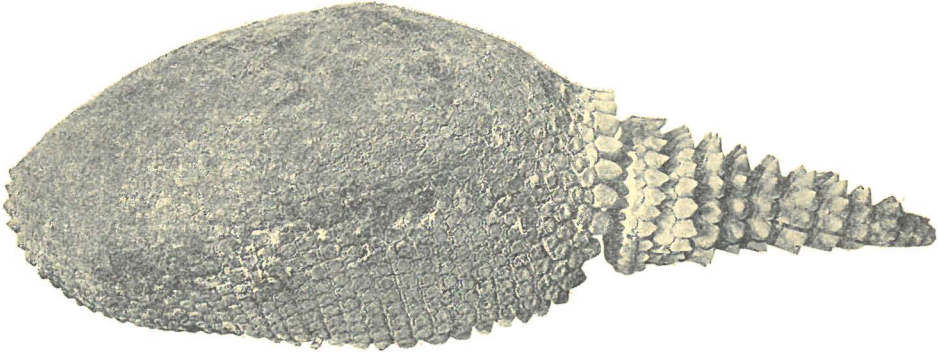


Fig. 177. Panzer und Skelett eines etwa 2 m langen Riesengürteltieres (*Glyptodon*) aus dem Plistozän Argentiniens.

Die Halswirbel sind beweglich und der Kopf konnte wie bei den Schildkröten unter den Panzer zurückgezogen werden. Die Rückenwirbel sind zu einer unbeweglichen Masse verschmolzen, ebenso die Lenden- und Sakralwirbel; der letztere Abschnitt trägt einen hohen Knochenkamm. Die Schwanzwirbel sind in einer aus knöchernen Stachelringen gebildeten Röhre verborgen.

(Nach E. Lydekker.)

bei den Gürteltieren die den Körper einhüllenden Panzerringe beweglich sind, waren sie bei den ausgestorbenen Glyptodonten zu einem dicken, geschlossenen Panzer verschmolzen, so daß die Tiere Schildkröten glichen. Einzelne erreichten eine Gesamtlänge von 3—4 m, wovon 1½ m auf den Schwanz kommen. Bei

der Gattung *Glyptodon* (Fig. 177) war der Schwanz in Stachelringe eingeschlossen, die als Verteidigungswaffe gegen Feinde gedient haben mochten; bei der Gattung *Doedicurus* (bis 4 m lang) ist der vordere Schwanzteil von beweglichen Knochenringen umhüllt, der hintere Teil aber in einer Röhre verborgen, die am Ende kolbig verdickt ist und wahrscheinlich mit spitzen Hornstacheln besetzt war, so daß die Schwanzröhre eine Waffe bildete wie ein mittelalterlicher Morgenstern. (Fig. 178.)

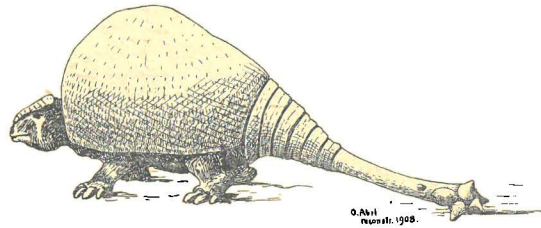


Fig. 178. *Doedicurus clavicaudatus*, ein Riesengürteltier von etwa 4 m Länge aus dem Plistozän Argentiniens. Die Schwanzwirbel lagen in einer Röhre, die am Ende nach Art eines mittelalterlichen Morgensterns mit stumpfen Stacheln besetzt war und eine wirksame Verteidigungswaffe bildete.

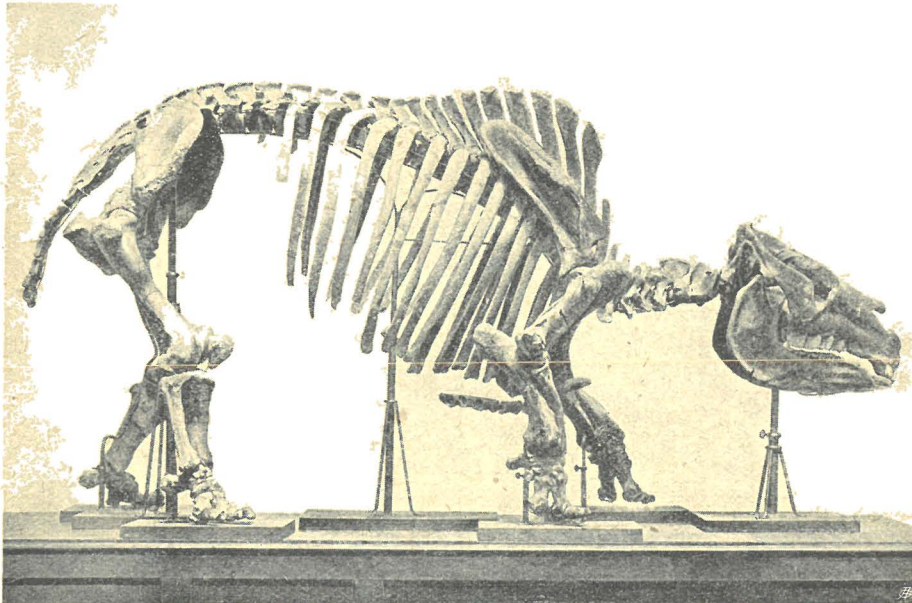


Fig. 179. Skelett von *Toxodon platense*, ein Huftier von etwa 3 m Länge, aus dem Plistozän Argentiniens.

(Nach R. Lydekker.)

Unter den plistozyänen Huftieren Südamerikas erreichen einzelne, wie die Gattung *Toxodon* (Fig. 179), die Größe eines ausgewachsenen Nashorns.

9. Riesenformen unter den plistozyänen Beuteltieren und Vögeln der südlichen Halbkugel.

Die Eiszeit ist in Europa, Asien, Nordamerika und Südamerika durch das Auftreten von Riesenformen in den verschiedensten Säugetiergruppen gekenn-

zeichnet, so wie der obere Jura und die Kreideformation durch die riesigen Reptilien.

In Australien haben sich die Beuteltiere im Plistozän zu Riesenformen entwickelt. Das pflanzenfressende *Diprotodon australe*, ein Verwandter des Wombat, erreichte Nashorngröße (Fig. 180). Außerdem finden sich ausgestorbene Riesenkänguruhs in gleichalterigen Bildungen.

Im Plistozän der südlichen Halbkugel sind an zahlreichen Stellen ausgestorbene Riesenvögel begraben.

Vor allem ist Neuseeland an flugunfähigen Riesenvögeln reich; die größten, *Dinornis* und *Palapteryx*, die „Moas“ der Eingeborenen, erreichten eine Höhe

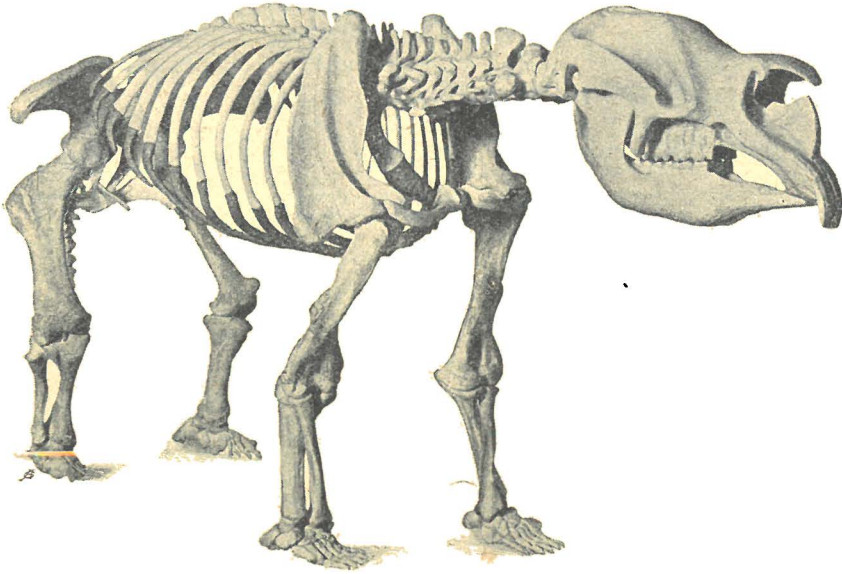


Fig. 180. *Diprotodon australe*.

Ein Riesenbeuteltier von der Größe eines Nashorns aus dem Plistozän Südaustraliens.

(Nach einer Photographie von E. C. Stirling, nach dem Original im Museum von Adelaide in Südaustralien.)

von fast 4 m. Wahrscheinlich sind die Moas erst im 18. Jahrhundert ausgerottet worden (Fig. 181).

Auf Madagaskar finden sich riesige Eier eines flugunfähigen Vogels (*Aepyornis*), welche einen Rauminhalt von 150 Hühnereiern besitzen; die Gattung ist noch im Plistozän erloschen.

10. Das erste Auftreten des Menschen in Europa.

In Ablagerungen der Tertiärformation ist bis jetzt noch niemals ein Skelettrest des Menschen gefunden worden. Funde von Feuersteinsplintern, die eine Benützung durch den Menschen zu beweisen schienen („Eolithen“) und die im Tertiär Belgiens und Frankreichs gemacht wurden, galten eine Zeitlang als Beweise für die Anwesenheit des Menschen in Europa während der Tertiärzeit. Diese Annahme hat sich als unrichtig erwiesen. Der älteste Menschenrest, der auf dem Boden Europas gefunden wurde, ist der berühmte Unterkiefer des Heidelberger Menschen (*Homo heidelbergensis* aus Schottern der zweiten Zwischenzeit von Mauer bei Heidelberg).

Die meisten eiszeitlichen Menschenfunde in Europa stammen aus weit späterer Zeit, nämlich aus der letzten Zwischeneiszeit. An verschiedenen Orten (La Naulette in Belgien, Le Moustier und La Chapelle-aux-Saints in Frankreich, Neandertal bei Düsseldorf, Taubach bei Weimar, Heidelberg, Krapina in Kroatien, in Mähren u. a. O.) sind Schädelreste und andere Knochen dieses Menschen gefunden worden, der sich so wesentlich von den heutigen Menschenrassen unterscheidet, daß er *Homo primigenius* genannt worden ist.

Der wichtigste Unterschied des *Homo primigenius* von *Homo sapiens* besteht in dem außerordentlich niederen Schädeldache im Vergleich zur Schädelhöhe. Der Urmensch hat eine „fliehende Stirn“ und sehr stark entwickelte Knochenwülste über den Augenhöhlen. Dem starken und großen Unterkiefer fehlt der für den lebenden Menschen charakteristische Kinnvorsprung. Die Gliedmaßenknochen sind außerordentlich plump, die Gelenke ungewöhnlich stark entwickelt. Die Speiche ist stärker gekrümmt als beim lebenden normalen Menschen. Das Bein konnte nicht geradegestreckt werden, sondern war im Kniegelenk gebeugt.

Noch im Plistozän, und zwar im letzten Abschnitte der Eiszeit, tritt der moderne Mensch in Europa auf. Er lernt es, die ursprünglich nur roh zugeschlagenen Steinsplinter für den Gebrauch künstlich zu formen und zu bearbeiten, und erreicht in der Herstellung von Steinwaffen eine hohe Vollkommenheit. Viel später erst lernt er es, die Metalle zu Werkzeugen zu verarbeiten, erst das Kupfer, dann die Bronze und zuletzt das Eisen.

Die Steinzeit gliedert sich in folgende Abschnitte:

I. Eolithische Periode: Natürliche Steine und Steinsplinter werden als Werkzeuge benutzt.

II. Paläolithische Periode: Die Steine werden zugeschlagen und für den Gebrauch mit künstlichen Schneiden und Spitzen versehen.

Abel, Allgem. Geologie f. d. VIII. Realgymn.-Kl.



Fig. 181. Zwei Moa-Arten aus Neuseeland.
(Im 18. Jahrhundert durch die Eingeborenen ausgerottet.)
(Nach einer Zeichnung von J. Smit.)

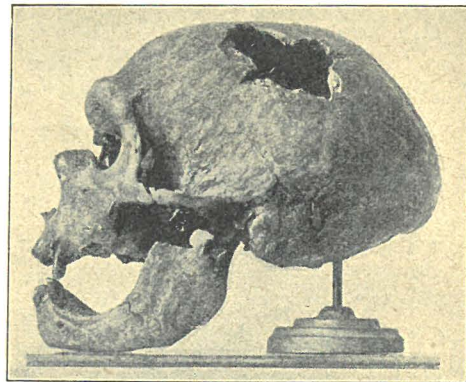


Fig. 182. Schädel des plistozyänen *Homo primigenius*.
(Mensch von La Chapelle-aux-Saints.)
(Nach M. Boule.)

III. Neolithische Periode: Die Bearbeitung der Steine wird sorgfältiger, sie werden nach bestimmten Mustern geformt und geschliffen.

Allmählich lernt der prähistorische Mensch nicht nur Steine und Knochen zu bearbeiten, sondern auch Ton zu Gefäßen zu formen und im Feuer zu brennen. Er verfertigt sich nicht nur die zum Lebenserwerb nötigen Werkzeuge und Waffen, er versieht sie auch mit Zieraten; er schmückt seinen Körper mit Muscheln, Steinen und Zähnen und beginnt sich an schönen Formen zu freuen. Schritt für Schritt legt er auf diese Weise Grundsteine für unsere heutige Kultur. Diese Periode des Aufblühens der geistigen Fähigkeiten des Menschen führt uns aber schon tief in die letzte geologische Formation, das Holozän oder die Gegenwart.

Die Geschichte der Pflanzenwelt und Tierwelt.

In den „versteinerten“ Tierleichen und Pflanzenresten früherer erdgeschichtlicher Perioden zieht ein buntes Heer der mannigfaltigsten Formen an uns vorüber. Viele erscheinen uns durchaus fremdartig und abenteuerlich gestaltet; andere Organismen schließen sich in Bau und Form enger an die Lebewesen der Jetztwelt an, und zwar wird diese Ähnlichkeit um so größer, je mehr wir uns, von den ältesten fossilführenden Schichten ausgehend, der Gegenwart nähern.

Viele Lebewesen früherer Zeitabschnitte der Erdgeschichte sind vollständig erloschen. Hierher gehören die seltsam geformten Trilobiten und Riesenkrebse, die Ammoniten und Belemniten, die Panzerfische, die Ichthyosaurier, Plesiosaurier, Pterosaurier, Dinosaurier und andere größere Gruppen. Alle diese Stämme sind ohne Nachkommen erloschen, sie stellen abgestorbene große Äste des Tierstammes vor.

Viele kleinere Gruppen hat das gleiche Schicksal ereilt. Unter den niederen Tieren sind zahlreiche einst formenreiche Familien gänzlich verschwunden wie die Rudisten, Inoceramen, Actaeonellen und Nerineen der Kreideformation, viele Familien der Stegocephalen, Reptilien und Säugetiere und viele Pflanzenfamilien wie die Lepidodendren und Sigillarien.

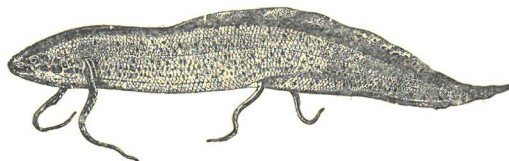
Während alle diese Gruppen vollständig erloschen sind, leben andere Gruppen noch heute fort, wenn sich auch die lebenden Formen wesentlich von ihren Verwandten aus früheren Erdzeitaltern unterscheiden. Man darf diese Gruppen nicht als ausgestorben bezeichnen; einzelne Formen sind erloschen, aber der Zweig lebt noch fort. Wir können diese abgestorbenen Gattungen mit den Blättern vergleichen, die von den älteren Teilen eines lebenden Astes abfallen, während seine Spitze noch grünt und neue Blüten treibt.

Viele Gattungen aus früheren Erdzeitaltern sind in der lebenden Fauna und Flora nicht mehr vertreten; wir dürfen sie aber darum noch nicht als ausgestorben bezeichnen. Ihre Nachkommen leben, wenn auch oft sehr bedeutend in Bau und Form verändert, heute noch fort. Es gibt keine fünfzehigen, vierzehigen und dreizehigen Pferde mehr; sie sind jedoch die Ahnen der lebenden Pferde und wir müssen sie daher als zwar stark veränderte, aber in ihren Nachkommen noch heute lebende Formen ansehen.

Lepidosiren paradoxa.
Gegenwart. — Südamerika.



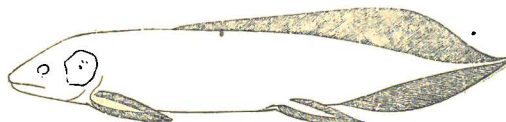
Protopterus annectens.
Gegenwart. — Tropisches Afrika.



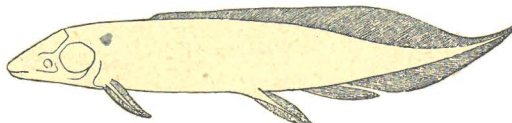
Neoceratodus Forsteri.
Gegenwart. — Australien.



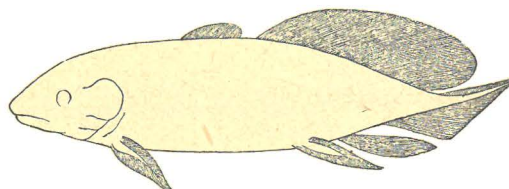
Uronemus lobatus.
Unterkarbon. — Schottland.



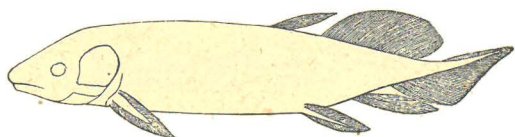
Phaneropleuron Andersoni.
Oberes Oberdevon. — Schottland.



Scaumenacia curta.
Unteres Oberdevon. — Canada.



Dipterus macropterus.
Oberes Unterdevon. — Schottland.



Dipterus Valenciennesi.
Unteres Unterdevon. — Schottland.

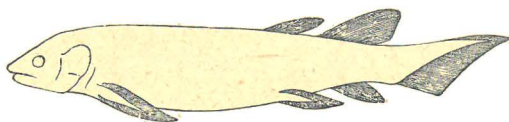


Fig. 183. Die Entwicklungsstufen der Lungenfische oder Dipneusten.

(Nach Louis Dollo.)

Die Entwicklung des Stammes fällt in die paläozoische Epoche; seit der Triasformation haben sich die Dipneusten ganz unwesentlich verändert. In der Alpentrias (bei Lunz) wurde ein Schädel gefunden, der sich ganz unbedeutend von jenem des lebenden *Neoceratodus Forsteri* unterscheidet (*Ceratodus Sturti*). Vgl. das Bild „Mitteldeutschland zur Muschelkalkzeit“. Fig. 104, p. 114.

Es gibt also zwei scharf geschiedene Gruppen unter den Lebewesen früherer Erdzeitalter:

1. die ohne Nachkommen ausgestorbenen Formen und Formen-
gruppen,
2. die Ahnen der heutigen Lebewesen.

Wenn wir die eigentümlichen quastenflossigen Fische aus dem unteren Devon mit den lebenden Fischen vergleichen, so erscheinen sie uns durchaus fremdartig und wir sind zuerst versucht, sie als gänzlich ausgestorbene Formen anzusehen. Wir wissen aber heute, daß sich diese Fische Schritt für Schritt verändert haben und daß aus ihnen im Verlaufe der ungeheuren Zeiträume der Erdgeschichte die lebenden Lungenfische oder Dipneusten hervorgegangen sind. Wir können in klarer Weise verfolgen, wie aus den im Unterdevon noch getrennten Flossen in der Mittellinie des Körpers (Rückenflossen, Schwanzflosse, Afterflosse) durch allmähliche Verschmelzung im Laufe zahlloser Generationen der einheitliche Hautsaum der lebenden Lungenfische entstanden ist (Fig. 183).

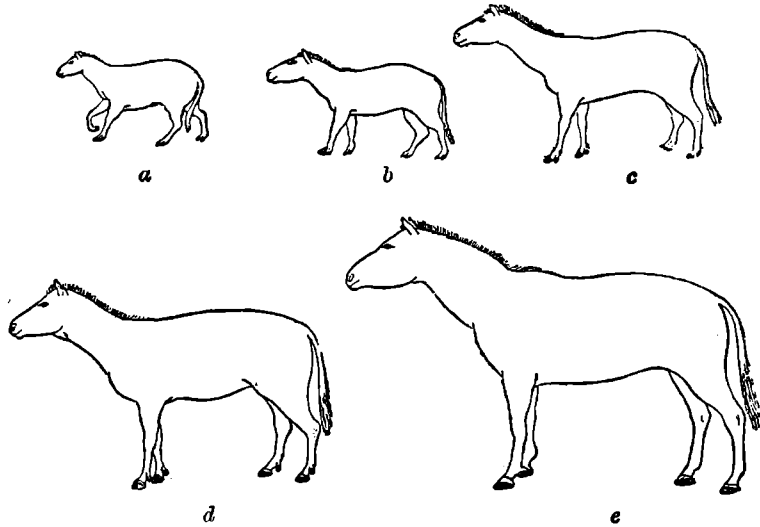
Ein gleich klares Beispiel für die allmähliche Entwicklung aus tieferstehenden Formen der Vergangenheit zu höherstehenden Formen der Gegenwart bietet uns die Geschichte des Pferdestammes (Fig. 184 und 185).

Die ältesten Stammeltern der Pferde waren noch im Alttertiär sehr kleine, fünffingerige und fünfzehige Huftiere mit gebrauchsfähigem Daumen und großer Zehe. Dann verkümmerte zunächst die große Zehe, später die kleine Zehe, noch später der Daumen. Der kleine *Eohippus pernix* aus dem Eozän Nordamerikas besitzt keine große (I.) Zehe mehr; die kleine (V.) Zehe ist zu einem „Griffelbein“ verkümmert, ebenso der Daumen der Hand. Das Tier hatte eine Schulterhöhe von nur 28 cm.

Ganz allmählich schreitet nun die Verkümmerng der Seitenzehen fort. Bei *Orohippus* fehlt der I. Finger und die I. und V. Zehe gänzlich. Bei *Mesohippus* verkümmert auch der V. Finger zu einem Griffelbein, bei *Miohippus* ist er nur mehr ein kurzer Stummel, bei *Protohippus* und *Hipparion* sind noch die Seitenzehen (II. und IV. Finger, II. und IV. Zehe) wohl entwickelt, aber viel schwächer als die sehr stark gewordene Mittelzehe (III. Finger und III. Zehe). Endlich verkümmern auch diese Seitenzehen zu Griffelbeinen bei *Pliohippus*, welche Gattung den unmittelbaren Übergang zur lebenden Gattung *Equus* bildet.

Ganz ebenso wie bei den Zehen läßt sich auch die schrittweise Verkümmerng der Elle im Unterarm verfolgen, deren unterer Teil immer schwächer und schwächer wird, bis beim lebenden Pferde nur noch der oberste Teil dieses Knochens übrig geblieben ist.

Eine ähnliche Verkümmerng wie die Elle zeigt auch das Wadenbein. Ursprünglich ein schlanker, getrennter Knochen wie bei allen übrigen älteren Säugetieren, verkümmert sie immer mehr, bis beim Pferde nur ein kleines Knochenstäbchen den letzten Rest des Wadenbeines darstellt. Auch an den Zähnen läßt sich die allmähliche Veränderung von den Stammeltern des Pferdes bis zum Pferde beobachten. Anfangs nieder, mit niedrigen Wurzeln und einfachem Kronenbau, werden die Kronen immer länger und länger,



die Wurzeln kürzer und der Bau der Schmelzfalten der Kaufläche immer verwickelter.

Die **Rudimente** der Seitenzehen, der Elle und des Wadenbeines des Pferdes beweisen auf das klarste, daß die Entwicklung des ganzen Stammes wirklich in der geschilderten Weise vor sich gegangen ist. Derartige Rudimente sind überhaupt für die Feststellung der Stammesgeschichte der Lebewesen von der größten Bedeutung.

Die lebenden Wale und Seekühe besitzen nur Arme, die zu Flossen verändert sind, aber keine gebrauchsfähigen Hinterbeine. In den Weichteilen

liegen aber noch knöcherne Reste des Beckens und der Hinterbeine; beim Grönlandswal sind noch kümmerliche Rudimente des Oberschenkels und des Schienbeines vorhanden. Bei den Seekühen können wir, bei alttertiären Formen beginnend, Schritt für Schritt die Verkümmerng des Beckens verfolgen; wir sehen, wie das Schambein und die Gelenkpfanne allmählich verschwindet, bis endlich beim lebenden Dugong nur ein kümmerlicher Knochenstab als letzter Rest des ehemaligen Huftierbeckens übrigbleibt (Fig. 186).

Fig. 184. Die Größenzunahme im Verlaufe der Entwicklung des Pferdestammes.

(Nach R. S. Lull.)

- | | |
|--------------------------------------|--|
| a <i>Protorohippus</i> (Mitteloazän) | d <i>Merychippus</i> (Miozän) |
| b <i>Orohippus</i> (Obereozän) | e <i>Pliohippus</i> (Plioazän) |
| c <i>Mesohippus</i> (Oligozän) | f <i>Equus</i> (Plistozän und Gegenwart) |

Diese Rudimente beweisen auf das schlagendste, daß sowohl die Wale als auch die Seekühe von vierfüßigen alttertiären Ahnen abstammen.

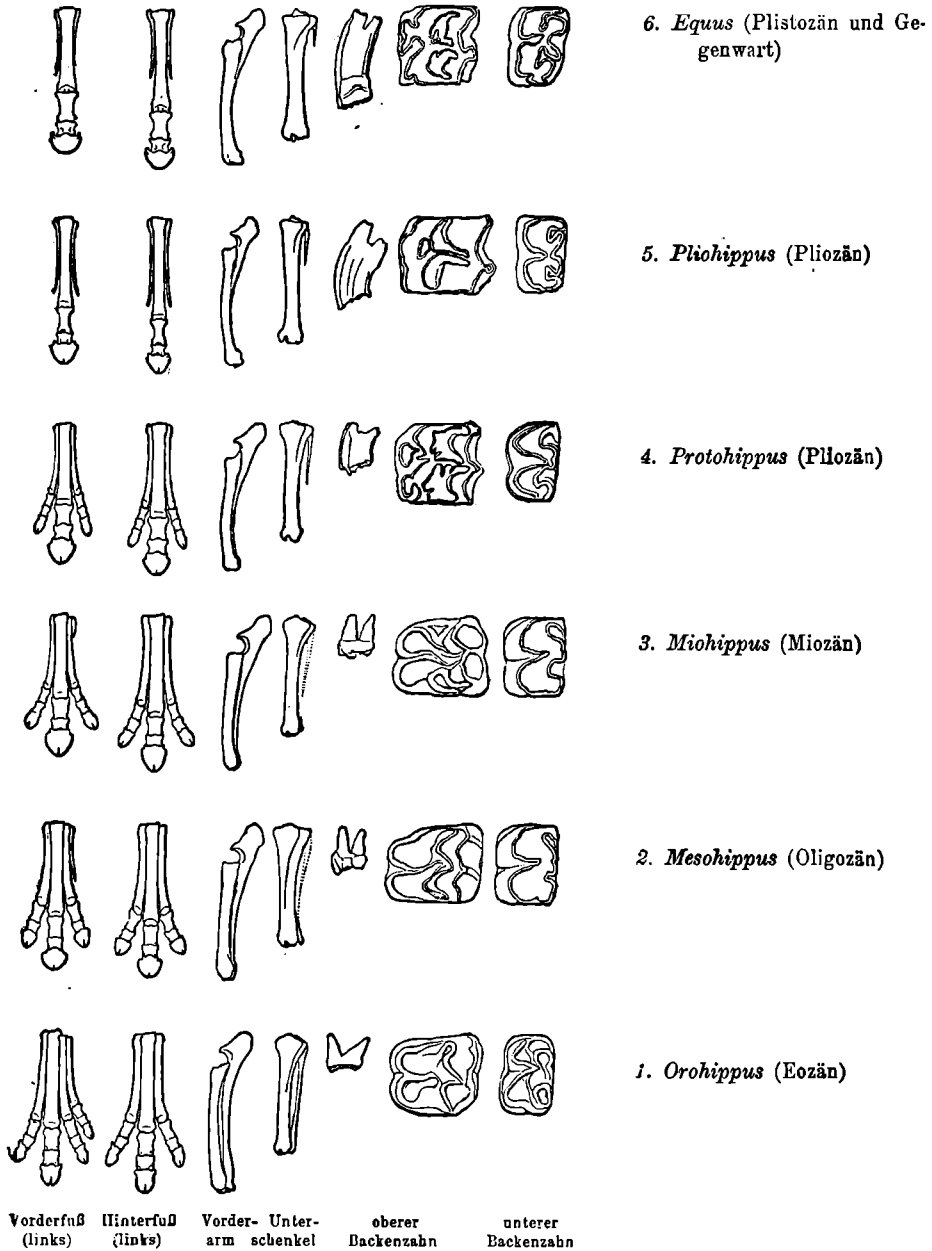


Fig. 185. Die Umformung der Gliedmaßen und Zähne im Laufe der Stammesgeschichte der Pferde

(Nach O. C. Marsh.)

Auf diese Weise gewinnen wir allmählich ein Bild vom Verlaufe der Stammesgeschichte und der Spaltung der älteren Tiergruppen in einzelne Stämme, die sich selbständig weiterentwickeln.

Wir haben gesehen, daß zuerst die Fische auftreten, später die Stegocephalen und die Reptilien, endlich die Säugetiere und Vögel. Wir dürfen nicht etwa meinen, daß der Hai-fisch der Ahne von Mastodonsaurus, dieser der Vorfahre von Ichthyosaurus und dieser der Stammvater des Papageien und des Pferdes ist. Während aller Zeiten der Erdgeschichte sind Abzweigungen vom Hauptstamm der Tiere und Pflanzen erfolgt, die sich selbständig entwickelten und in sehr vielen Fällen ohne Nachkommen erloschen sind wie die Ichthyosaurier. Alle Stämme laufen aber in eine gemeinsame Wurzel zusammen

und wenn auch die Geschichte einzelner Formenreihen noch unaufgeklärt ist und unausgesetzte Forschungen erfordert, so ist doch der verwandtschaftliche Zusammenhang aller Lebewesen durch die bisher vorliegenden Dokumente der Erdgeschichte sicher erwiesen.

Ebenso wie wir bei den **Tieren** feststellen können, in welcher Reihenfolge die einzelnen Gruppen auftreten, so sind wir auch imstande, die Geschichte der **Pflanzen** in dieser Weise zu verfolgen.

In den ältesten Formationen gibt es weder Blütenpflanzen noch Nadelhölzer, Cycadeen und Gingkoaceen. Zuerst erscheinen die Algen; dann folgen Farne, Schachtelhalme und Bärlappgewächse. Auf diese Epoche folgt die Entfaltung der Gymnospermen, während die bedecktsamigen Pflanzen noch immer fehlen; erst in der unteren Kreideformation erscheinen die Angiospermen.

Die Pflanzen treten also in folgender Reihe auf:

Unterste Sedimentärschichten:

1. Die Algen.

Silur bis Perm:

2. Die Pteridophyten (Farne, Schachtelhalme und Bärlappgewächse).

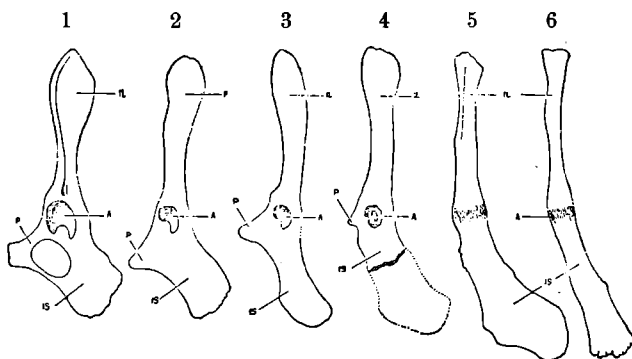


Fig. 186. Die schrittweise Verkümmernng des Hüftbeins der Seekühe vom Eozän bis zur Gegenwart.

Das linke Hüftbein von fünf Seekuhgattungen, ungefähr $\frac{1}{4}$ der natürlichen Größe.

1 *Eotherium*. — Mitteleozän. — Ägypten.

2 *Eostren*. — Obereozän. — Ägypten.

3 *Halitherium*. — Oligozän. — Süddeutschland

4 *Metaxytherium*. — Miozän. — Wiener Becken.

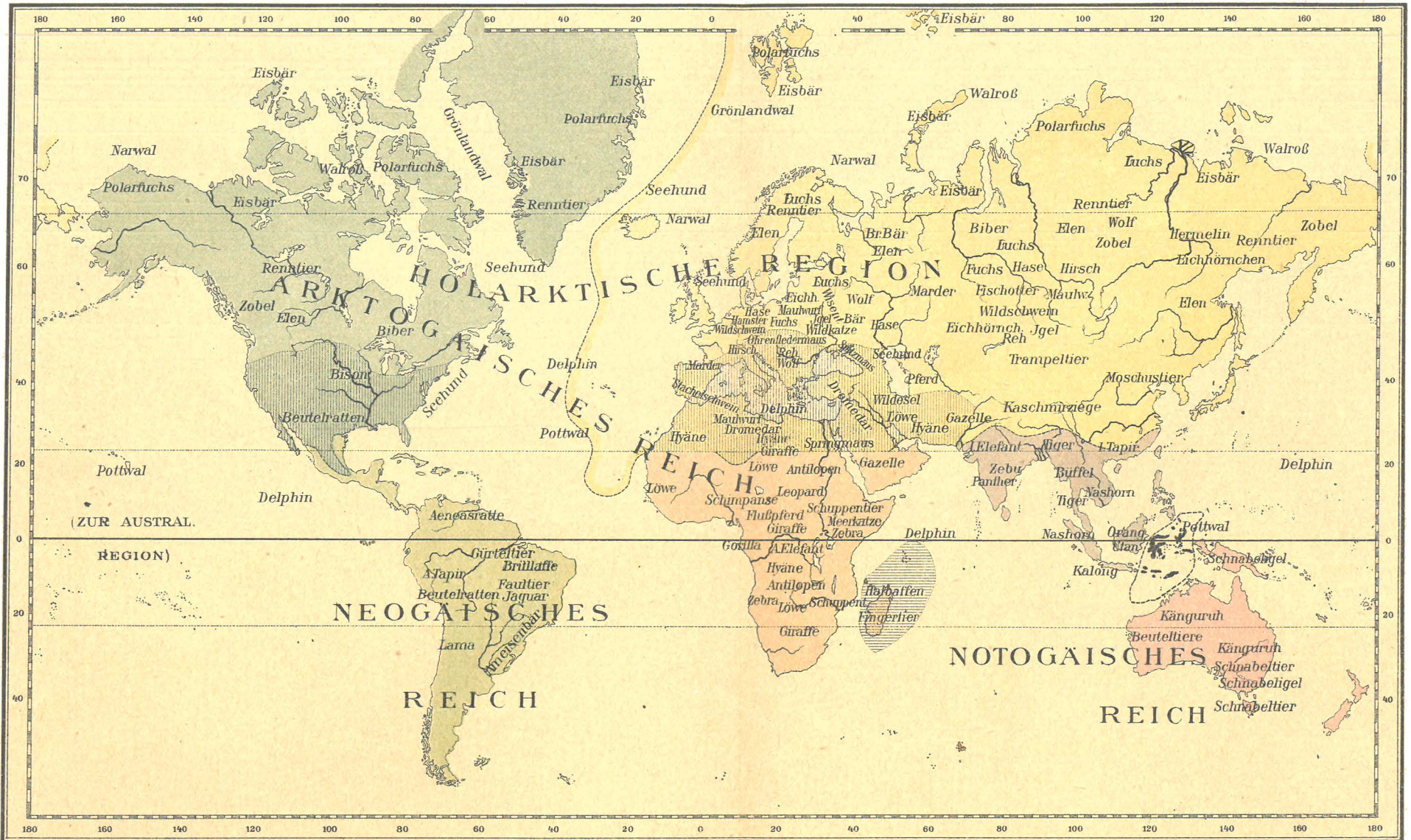
5 *Halicore (Dugong)*. — Gegenwart. — Australien.

6 *Halicore (Dugong)*. — Gegenwart. — Rotes Meer.

IL = Darmbein, P = Schambein, IS = Sitzbein, A = Gelenkpfanne für den Oberschenkelknochen.

GEOGRAPHISCHE VERBREITUNG DER WICHTIGSTEN SÄUGETIERE

(in den tiergeographischen Reichen oder Regionen nach A.R.Wallace, A.Heilprin, R.Lydekker u. a.)



Entworfen von Dr. R. Latzel und Dr. O. Abel.

Verlag von F. Tempsky in Wien u. G. Freytag in Leipzig.

I. ARKTOGÄISCHES REICH

- I. *Holarktische Region*
1. *Paläarktische Subregion (Asien, Europa, Nordafrika)*
 2. *Nearktische " (Nordamerika)*
- II. *Äthiopische Region (Afrika südl. von der Sahara)*
- III. *Madagassische " "*
- IV. *Orientalische " (Vorder- u. Hinterindien.)*

ÜBERGANGSGEBIETE

- I. *Sonorische Übergangsregion (zwischen 48° und 43° N.Br. bis Mexico)*
 - II. *Mediterrane " "*
 - III. *Australmalayische " "*
- II. NEOGÄISCHES REICH
- Neotropische Region (Zentral- u. Südamerika)*
- III. NOTOGÄISCHES REICH